

# Climat et changement climatique: mécanismes et modèles



Jean-Yves Grandpeix, d'après Jean-Louis Dufresne

CNRS / IPSL / LMD

[jyg@lmd.jussieu.fr](mailto:jyg@lmd.jussieu.fr)

Cette présentation : [http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg/ensg\\_2012\\_jyg.pdf](http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg/ensg_2012_jyg.pdf)

Textes de JLD : <http://www.lmd.jussieu.fr/~jldufres>

# Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
  - transport d'énergie
  - circulation de Hadley-Walker
  - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

## Ordres de grandeur

Données :

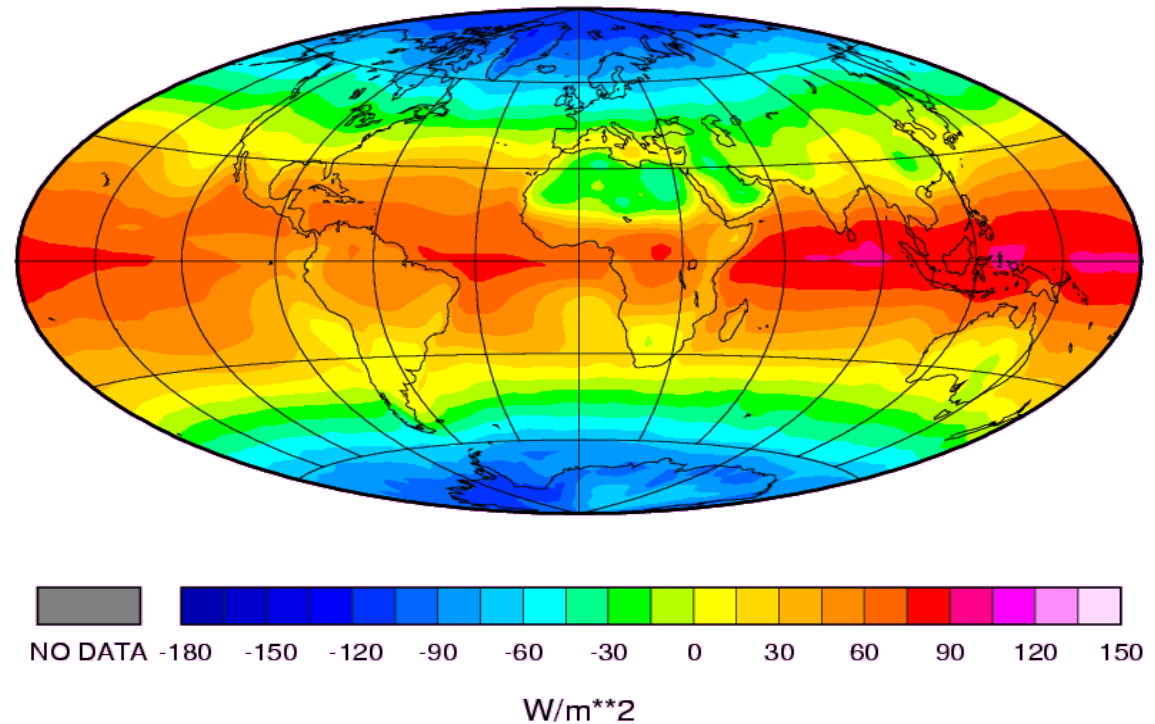
- Rayon terrestre :  $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol :  $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur :  $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre :  $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de  $1 \text{ W/m}^2$  de la puissance absorbée :  
 $0.5 \cdot 10^{15} \text{ W} = 0.5 \text{ PW}$  (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère :  $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$  (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de  $\text{CO}_2$  : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en  $\text{CO}_2$  de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ;  $[\text{CO}_2]$  croît donc d'environ 2 ppmv par an.

Net Radiation  
1985-1986



- Océans = 2/3 surface terrestre
- Bande intertropicale : 23S-23N
- Aire de la bande intertropicale = moitié de la surface terrestre.

## Ordres de grandeur

Données :

- Rayon terrestre :  $R_t \simeq 6400$  km
- Pression moyenne au sol :  $p_{sol} \simeq 10^5$  Pa
- Accélération de la pesanteur :  $g \simeq 10$  m s<sup>-2</sup>

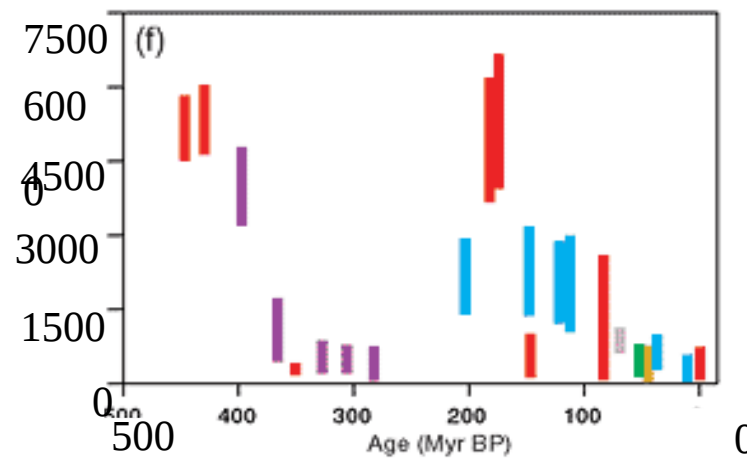
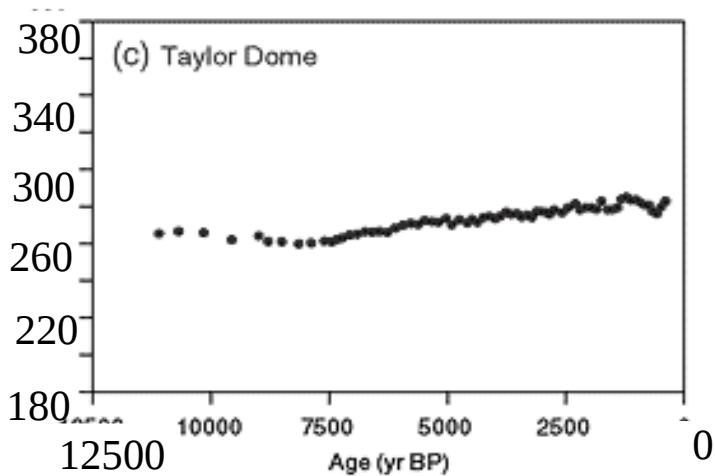
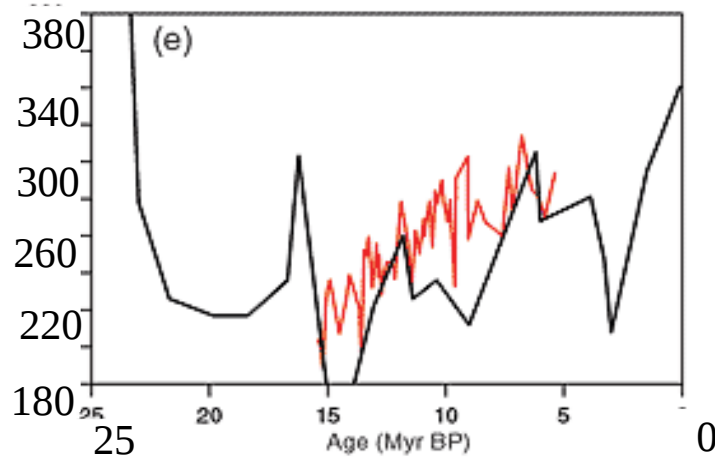
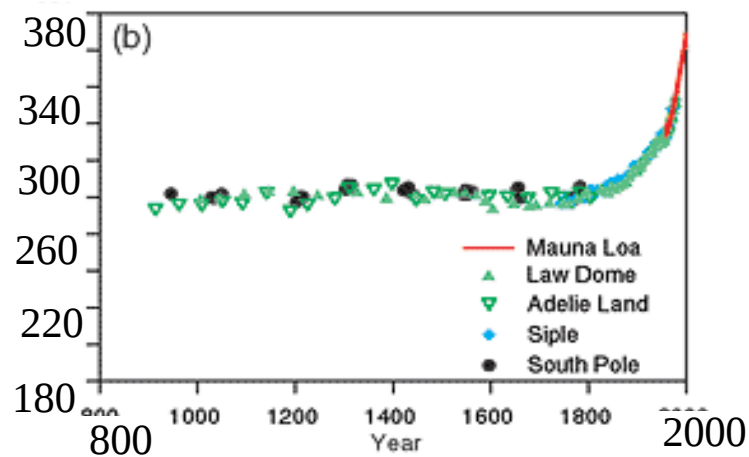
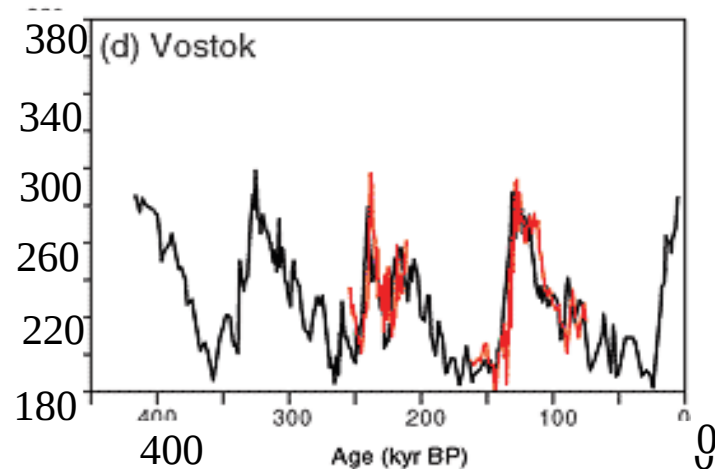
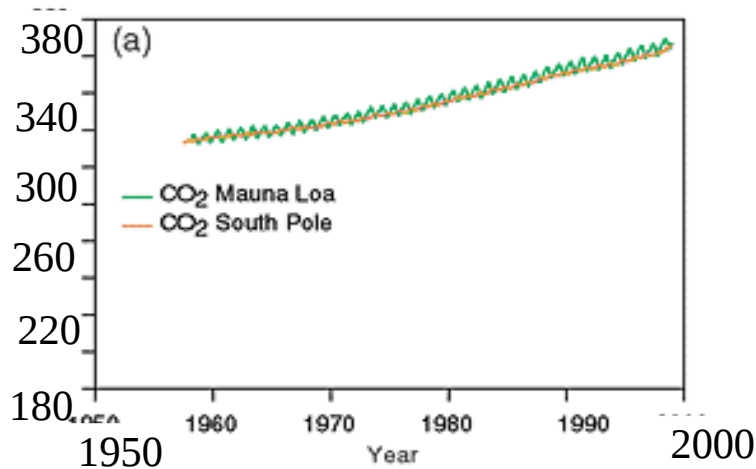
Conséquences :

1. Surface terrestre :  $510 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>
2. Variation de la puissance totale reçue par la Terre pour une variation de  $1\text{W/m}^2$  de la puissance absorbée :  
 $0.5 \cdot 10^{15}$  W = 0.5 PW (Peta Watts)
3. Masse de l'atmosphère :  $5.1 \cdot 10^{18}$  kg =  $5.1 \cdot 10^6$  Gt (Giga tonne).
4. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO<sub>2</sub> : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO<sub>2</sub> de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; [CO<sub>2</sub>] croît donc d'environ 2 ppmv par an.

**C'est là que les activités humaines deviennent commensurables avec l'évolution planétaire.**

# Variations in atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on different time-scales (ppm)



(Source: Third IPCC Report - 2001)

# Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**

- **Échanges radiatifs et effet de serre**

- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**

- transport d'énergie
- circulation de Hadley-Walker
- circulation des moyennes latitudes

- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**

- **Modélisation du climat**

- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

# Physique de l'effet de serre

## Quelques dates et personnages importants

**Découverte du rayonnement infrarouge**

**William Herschel (1738-1822)** : Experiments on the Solar, and on the Terrestrial Rays that Occasion Heat (1800)

**Terre = équilibre entre chauffage solaire et refroidissement radiatif "obscur"**

**Joseph Fourier (1768-1830)** : Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire (1824)

**Atmosphère = vitre protectrice**

**Détermination de la "constante solaire"**

**Claude Pouillet (1790-1868)** : Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace (1838)

**Principaux gaz à effet de serre = vapeur d'eau et dioxyde de carbone**

**John Tyndall (1820-1893)** : Heat as a Mode of Motion (1863); On Radiation (1865)

**Spectre d'absorption de l'atmosphère terrestre dans IR jusqu'à 15 microns (sans la bande à 15 microns du CO<sub>2</sub>).**

**Samuel Langley (1834-1906)** : Observation on invisible heat-spectra and the recognition of hitherto unmeasured wave-lengths, made at the Allegheny observatory (1886)

**doublment de [CO<sub>2</sub>] ==> accroissement de la température de surface de la Terre de 5 K**

**Svante Arrhenius (1859-1927)** : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground (1896)

**mise en évidence de l'accroissement de [CO<sub>2</sub>]**

**David Keeling (1928-2005)** : Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii (Keeling et al., 1976)

# Physique du climat

## 19<sup>e</sup> - début 20<sup>e</sup> siècle:

### J. Fourier:

- A donné un cadre pour l'analyse des phénomènes physiques régissant la température moyenne de surface des planètes
- A identifié le rôle fondamental du Soleil et de l'effet de serre

### S. Arrhenius:

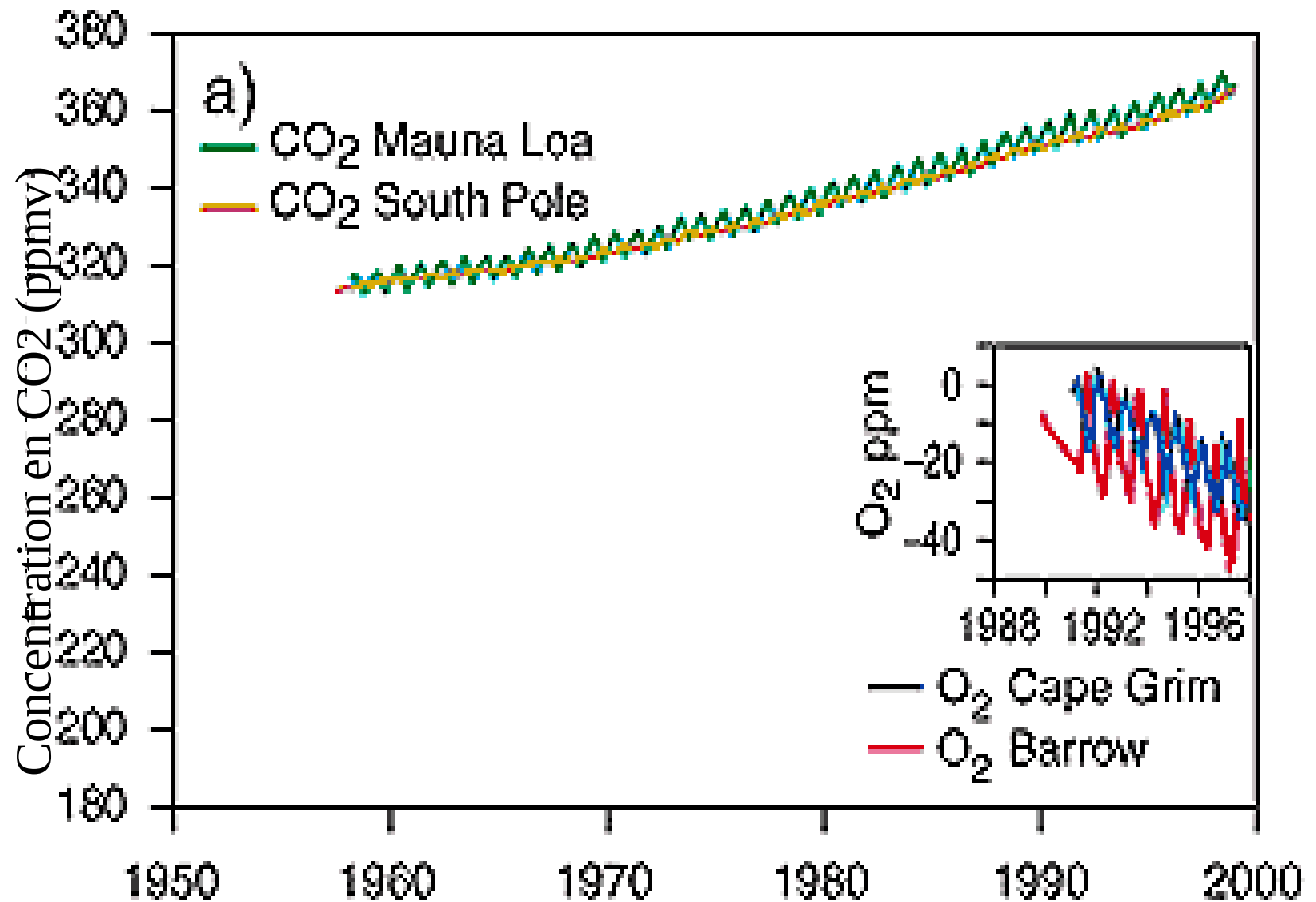
- Premier calcul de la température moyenne de la Terre
- Hypothèse de variations passées et éventuellement future de la concentration atmosphérique de CO<sub>2</sub>
- Calcul de la variation de température due à une variation de CO<sub>2</sub>
  - **Critique:** la variation de CO<sub>2</sub> ne change pas l'absorption du rayonnement infrarouge par l'atmosphère

## A partir des années 1960:

- Rayonnement infra-rouge mieux connu
- On observe un accroissement de la concentration de CO<sub>2</sub>
- Premier calcul « moderne » de l'accroissement de température en réponse à un accroissement de CO<sub>2</sub>
- Développement des modèles de climat
- Documentation des variations passées du climat, des paléoclimats



# Les perturbations anthropiques: une observation récente



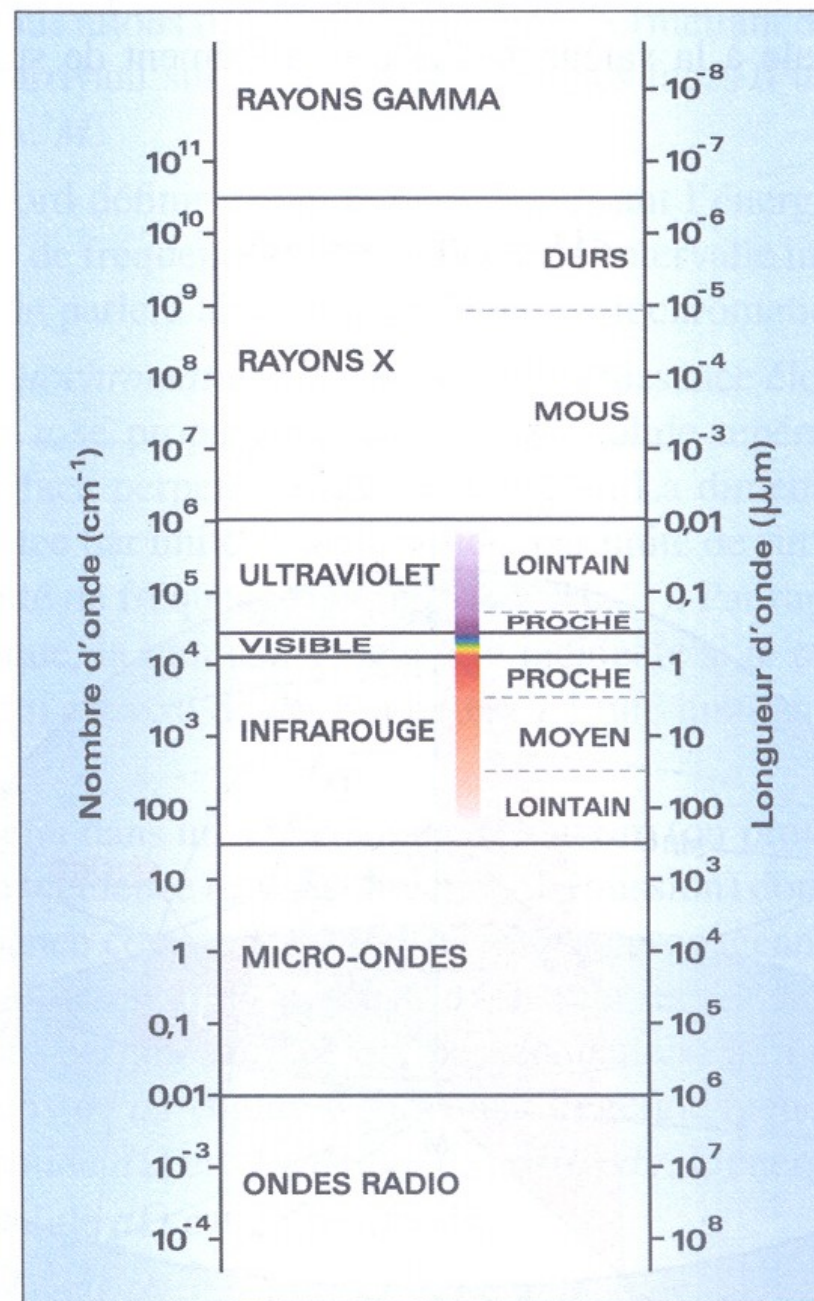
Année

Source: GIEC 2001

# Rayonnement électromagnétique

## Rayonnement électromagnétique:

- Transporte de l'énergie dans le vide et dans les matériaux
- Caractérisé par un **flux d'énergie** transportée (on parle aussi d'**intensité** du rayonnement) et par une **longueur d'onde** (ou un spectre de longueur d'onde)
- Description quantique: flux de photons, l'énergie de chaque photon dépendant de la longueur d'onde



# Rayonnement émis et absorbé

*Tout corps perd de l'énergie en émettant un rayonnement dont l'intensité et le spectre dépendent de la température absolue  $T$ .*

- Intensité du rayonnement:

$$P = \varepsilon \sigma T^4$$

P: puissance ( $\text{W.m}^{-2}$ )

T: température (K)

$\sigma$ : constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ )

$\varepsilon$ : émissivité du matériaux ( $0 \leq \varepsilon \leq 1$ ).

ex:  $T = 300\text{K} (27^\circ\text{C})$ ,  $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 460 \text{ W.m}^{-2}$

$T = 273\text{K} (0^\circ\text{C})$ ,  $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 315 \text{ W.m}^{-2}$

**Émissivité = absorptivité, pour chaque longueur d'onde**

$\varepsilon = 1$  pour les matériaux parfaitement absorbant

$\varepsilon = 0$  pour les matériaux parfaitement transparent

Émission de rayonnement: transformation d'énergie thermique (chimique, électrique...) en énergie radiative

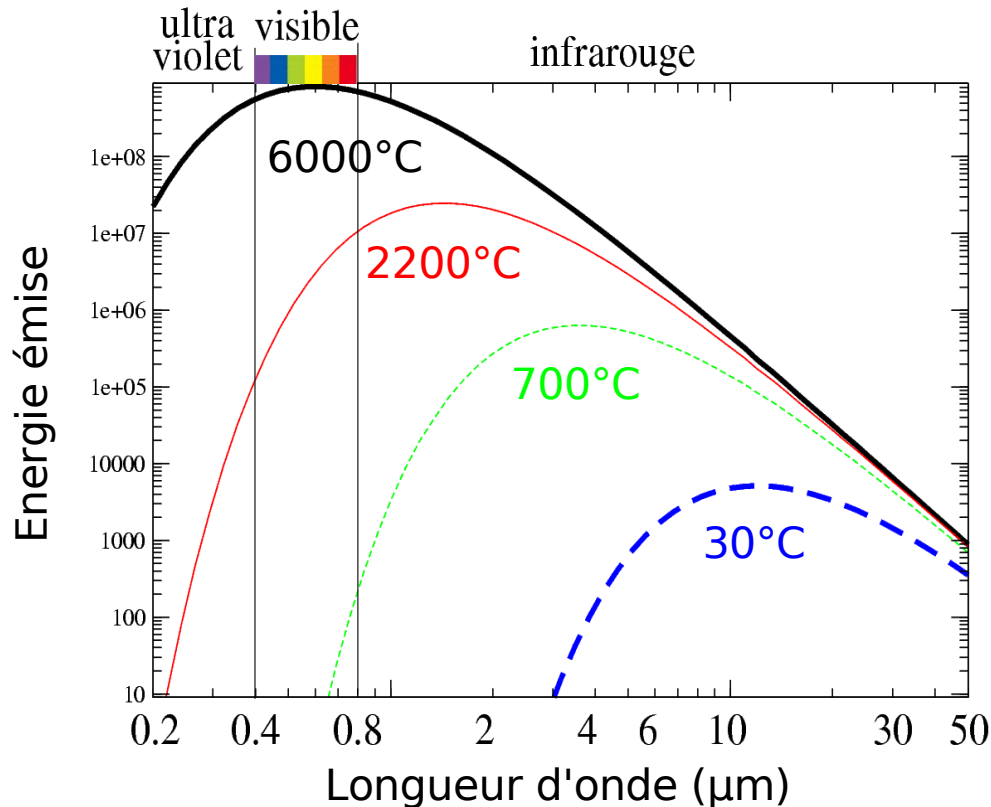
Absorption de rayonnement: transformation d'énergie radiative en énergie thermique (chimique, électrique...). Par ex: plaque noire au soleil.

# Spectre d'émission

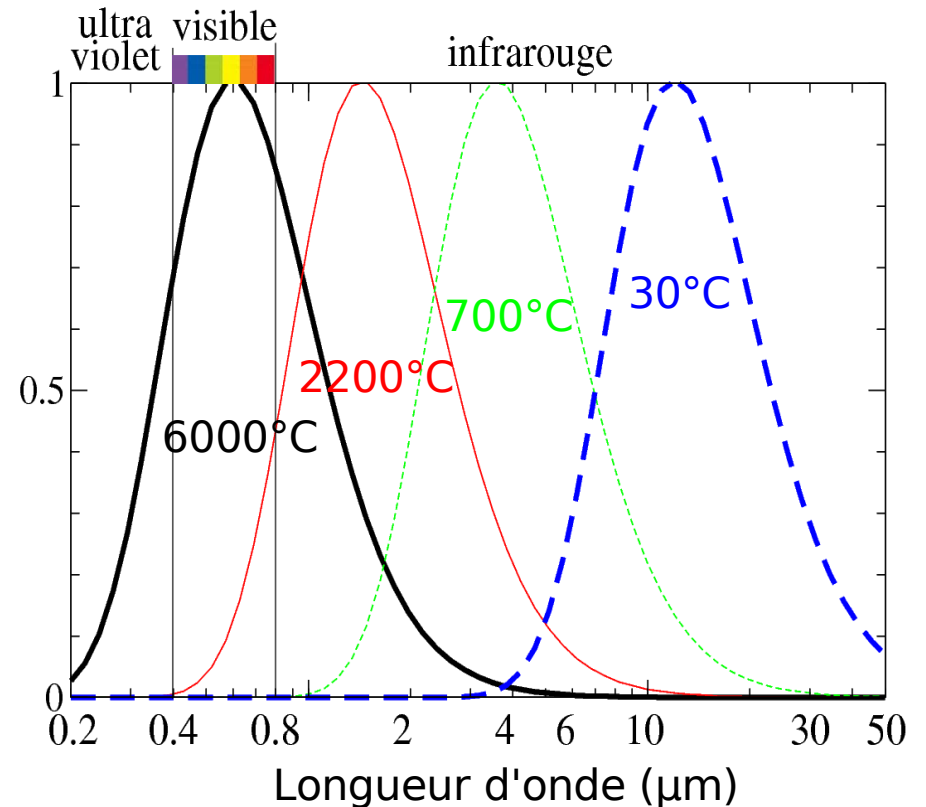
Énergie émise (fonction de Planck) en fonction de la longueur d'onde (ou spectre d'émission), pour différentes températures:

- 6000°C (soleil)
- 2200°C (lampe à filament)
- 700°C (lave de volcan)
- 30°C (temp. ambiante)

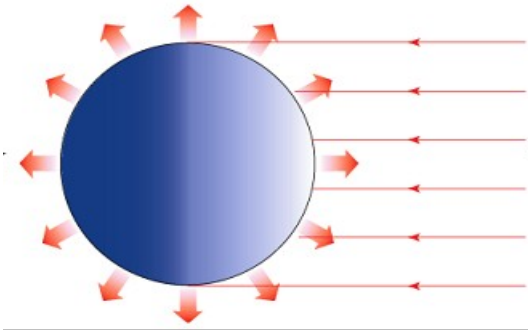
Spectres d'émission



Spectres d'émission normalisés par la valeur maximum



# Température d'équilibre de la Terre



Émission de rayonnement infrarouge

$$4 \cdot \pi R^2 \sigma T_e^4$$

Surface de la Terre

Émission du corps noir



Absorption du rayonnement solaire

$$(1-A) \pi R^2 F_0$$

Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère

Section de la Terre

Coefficient d'absorption

**Équilibre énergétique:**

**puissance du rayonnement émis = puissance du rayonnement absorbé**

$$4 \pi R^2 \sigma T_e^4 = (1-A) \pi R^2 F_0$$

$$\sigma T_e^4 = \frac{1}{4} (1-A) F_0 \quad \text{Avec } T_e: \text{Température d'équilibre radiatif}$$

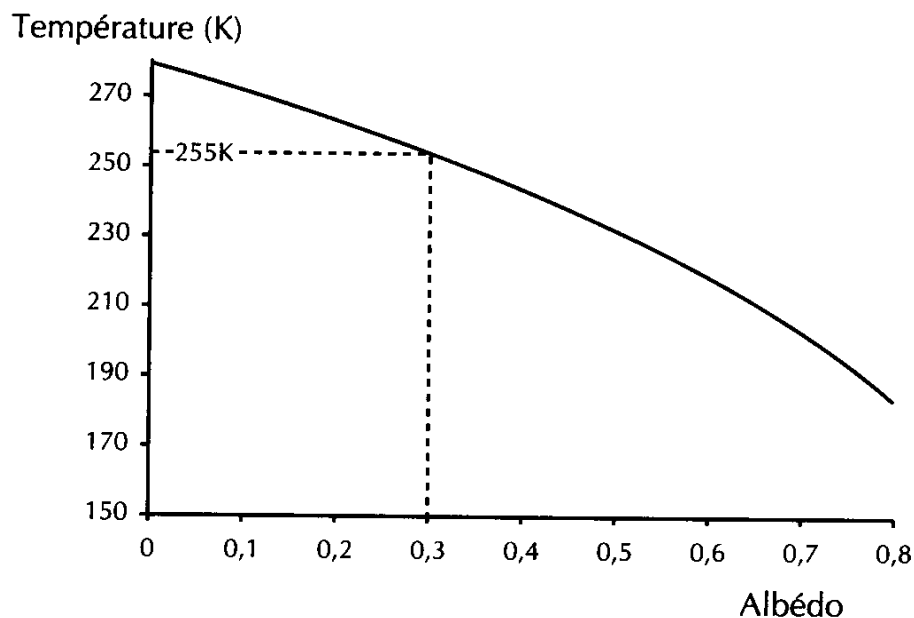
A : albédo planétaire (= 0.3)

$F_0$ : Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère = 1364 W/m<sup>2</sup>

$\sigma$  : constante de Stefan-Boltzmann

**Flux solaire absorbé  $\approx 0.175 F_0 \approx 1/6$  Flux solaire incident**

# Température d'équilibre de la Terre (2)



**Température d'équilibre radiatif** de la Terre pour diverses valeurs de l'albédo.

**Albédo** (c.-à-d. pourcentage de rayonnement solaire réfléchi) de différents type de surface

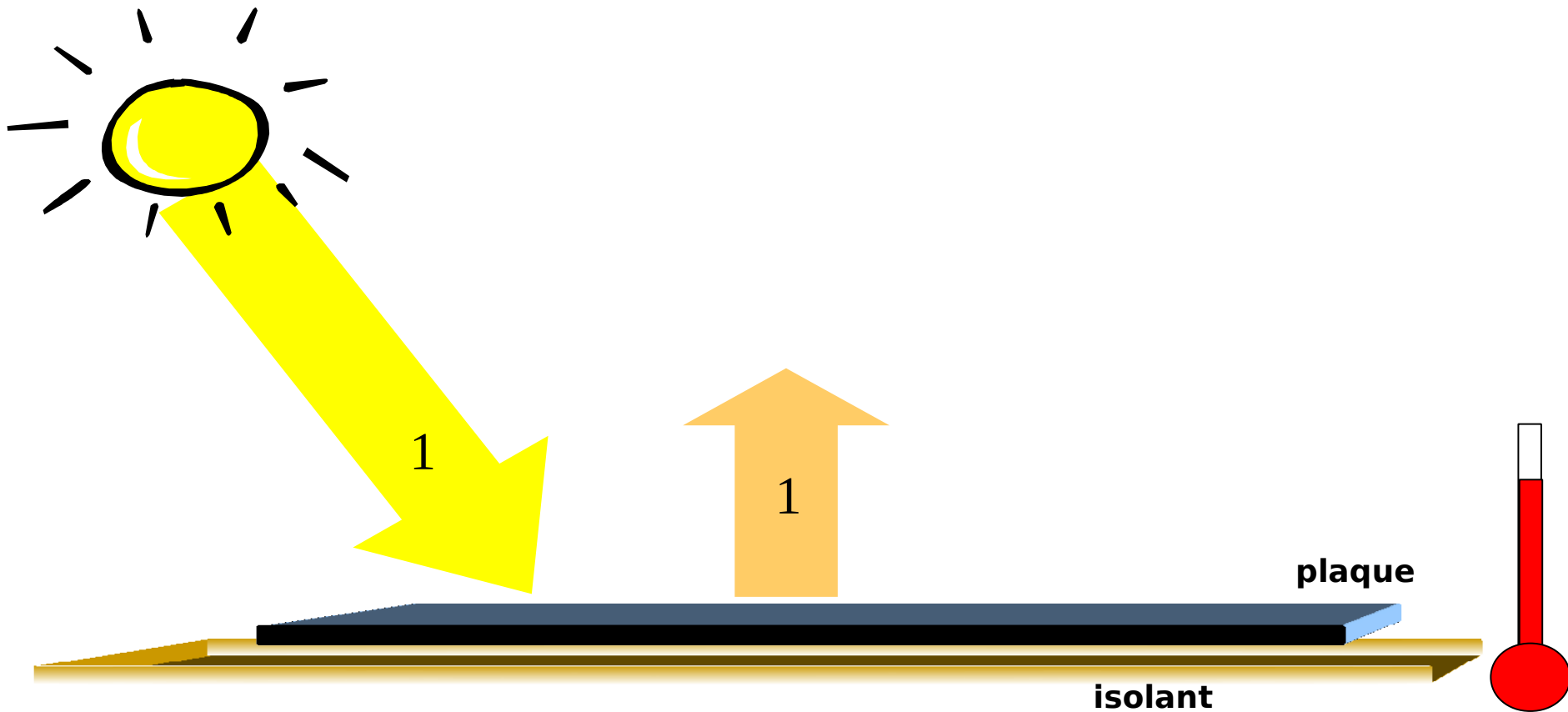
Neige fraîche	75 à 95%
Surface de la mer	2 à 7 %
Sol sombre	5 à 15%
Cultures	15 à 25%

La valeur moyenne actuelle de l'albédo de la Terre est 30%, notamment du fait de la présence de nuages.

La valeur moyenne actuelle du globe est 0,3, ce qui correspond à une température de 255 °K (soit -18°C).

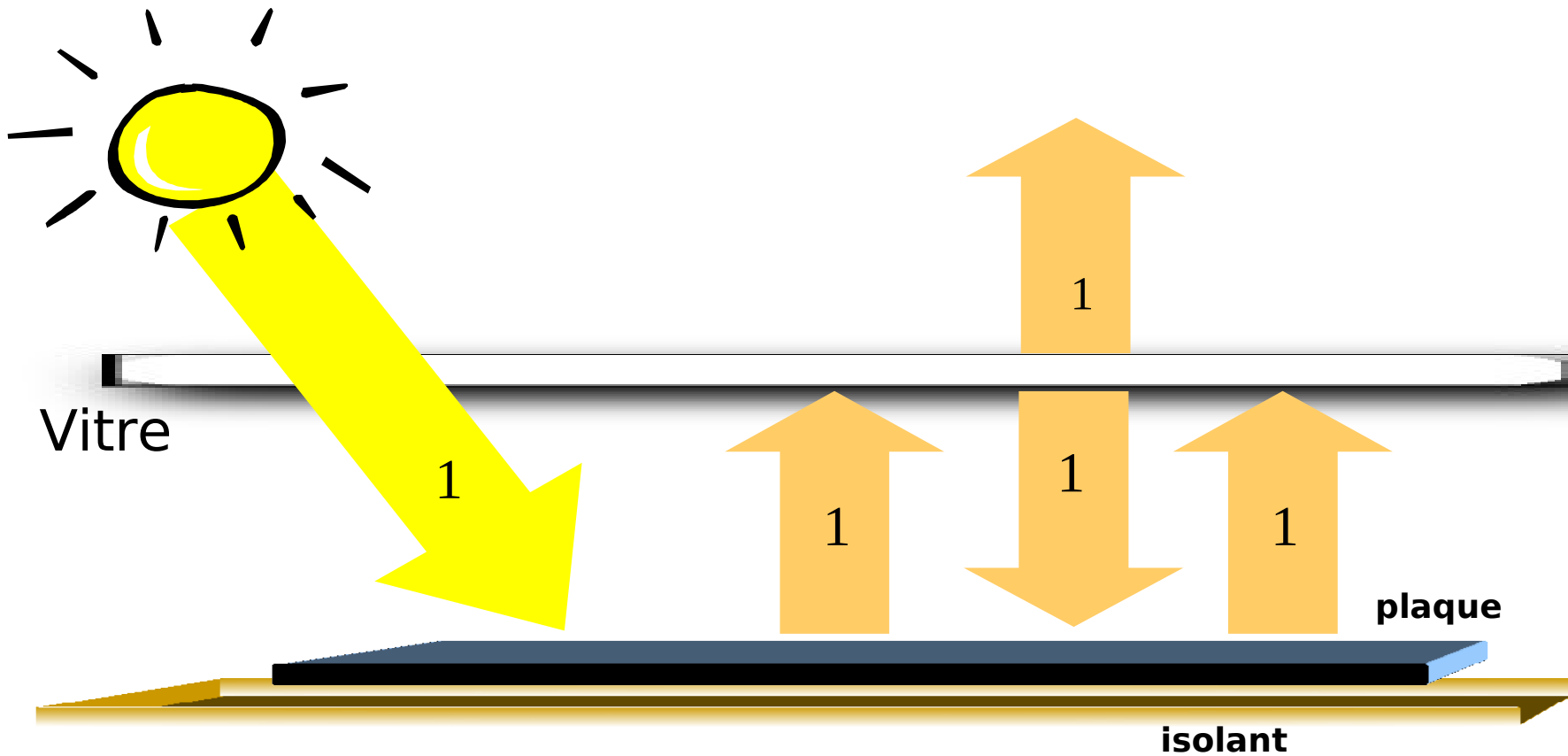
**La température de surface plus élevée (environ 15°C) est due à l'effet de serre.**

# Effet de serre à une vitre idéalisée



**Température d'équilibre d'une plaque au soleil** est atteinte lorsqu'elle perd autant d'énergie par émission de rayonnement infrarouge qu'elle en gagne par absorption de rayonnement solaire.

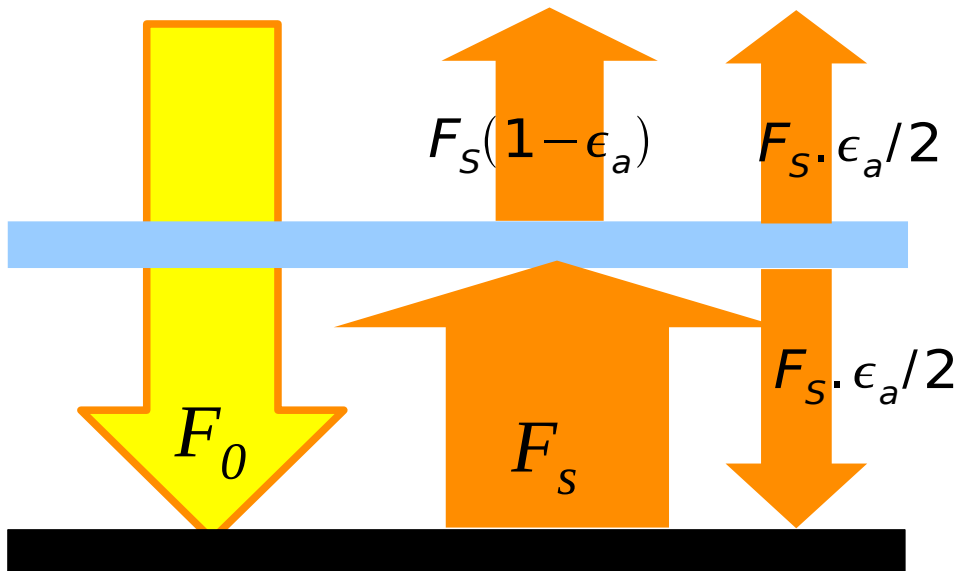
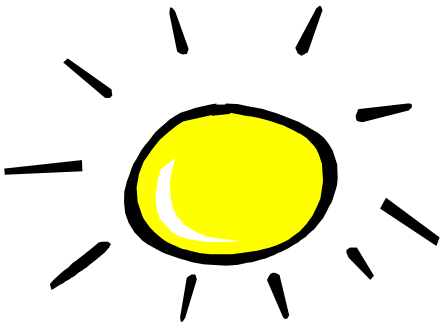
# Effet de serre à une vitre idéalisée



On place une vitre, parfaitement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque au rayonnement infra-rouge au dessus de la plaque



# Effet de serre à une couche



**Couche isotherme** (vitre, atmosphère):

- rayonnement solaire: parfaitement transparente

- rayonnement infrarouge: émissivité=absorptivité= $\epsilon_a$

- réflectivité=0

**Surface:** parfaitement absorbante pour les rayonnements solaire et infra-rouge

$$\sigma T_s^4 = F_s$$

**On a alors:**  $F_s = F_0 + F_s \cdot \epsilon_a / 2$

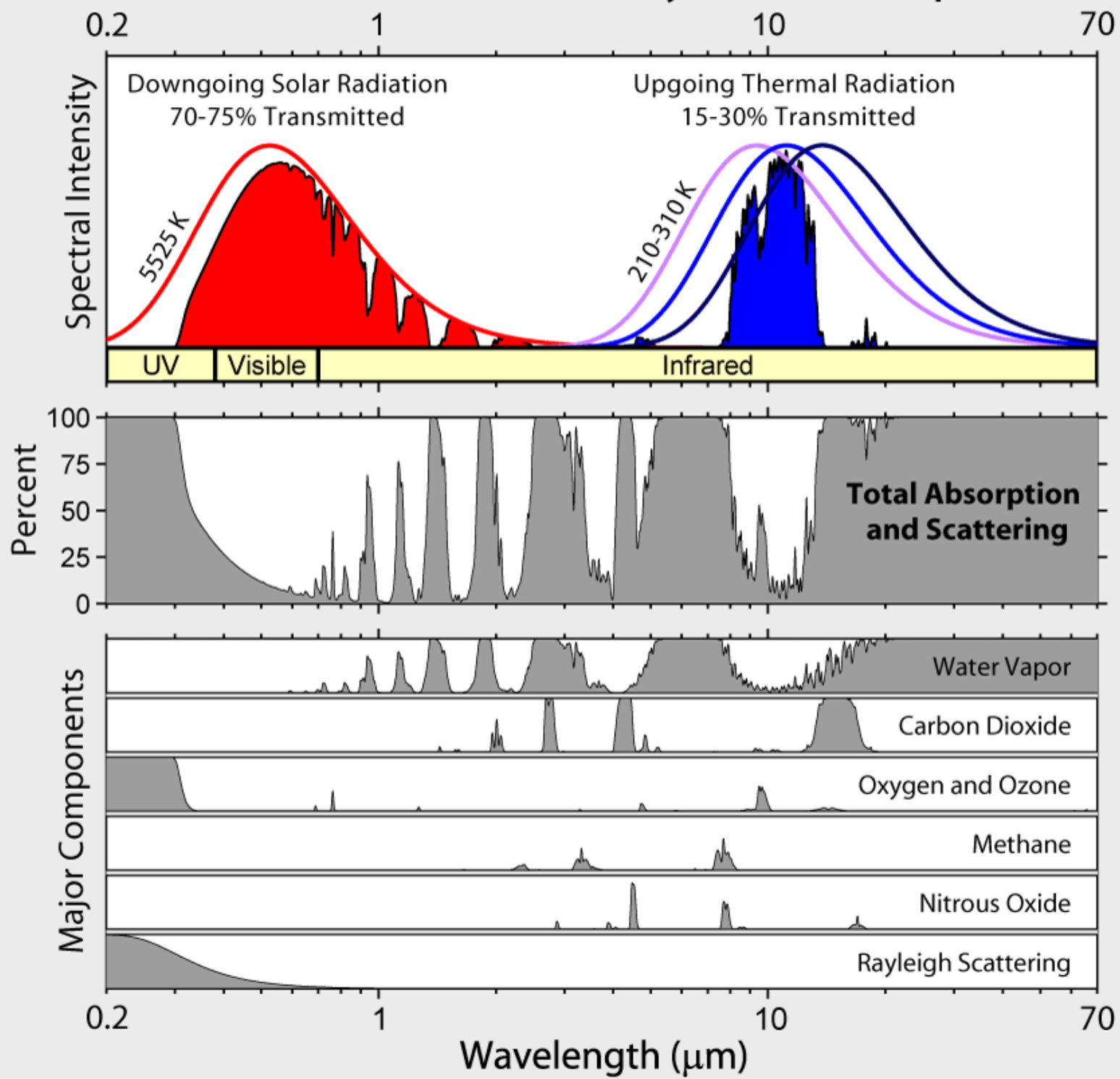
**D'où:**

$$\sigma T_s^4 = \frac{F_0}{1 - \epsilon_a / 2}$$

➤ Dans un modèle de serre à une couche isotherme (utilisé par S. Arrhenius), la température de surface dépend directement de l'émissivité de la couche.

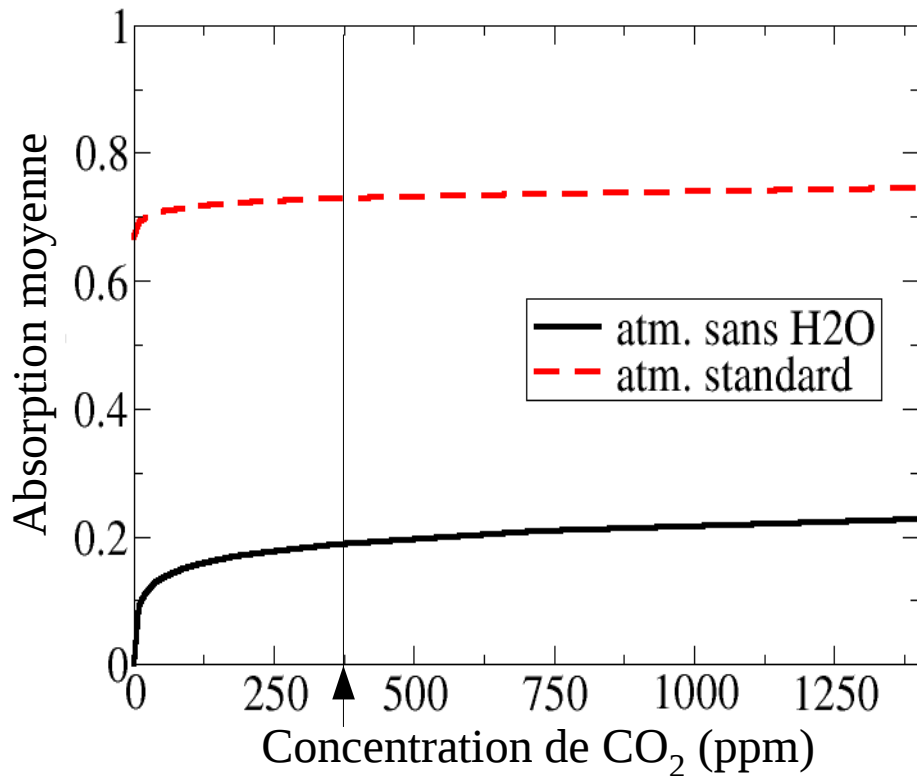
➤ Nous allons montrer que ce modèle n'est pas adapté aux milieux très absorbants, lorsque l'absorption est « saturée »

# Radiation Transmitted by the Atmosphere

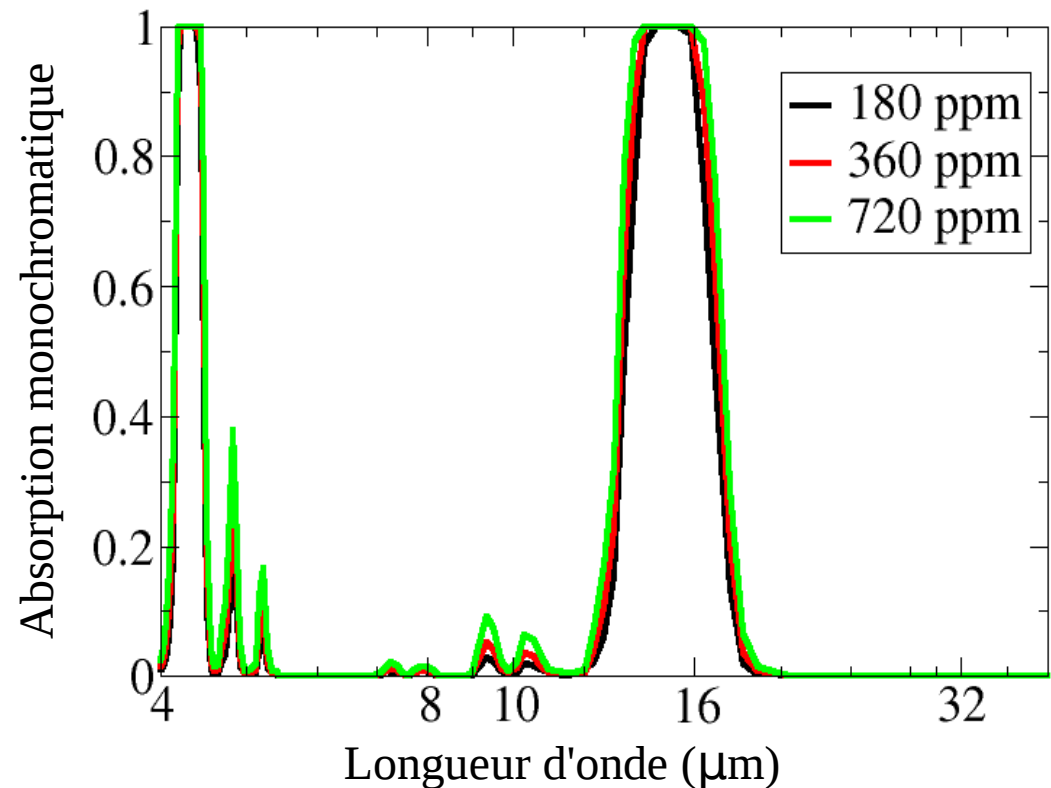


# Effet de « saturation »

**Absorption** de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction de  $[\text{CO}_2]$ , pour différentes valeurs de  $[\text{H}_2\text{O}]$

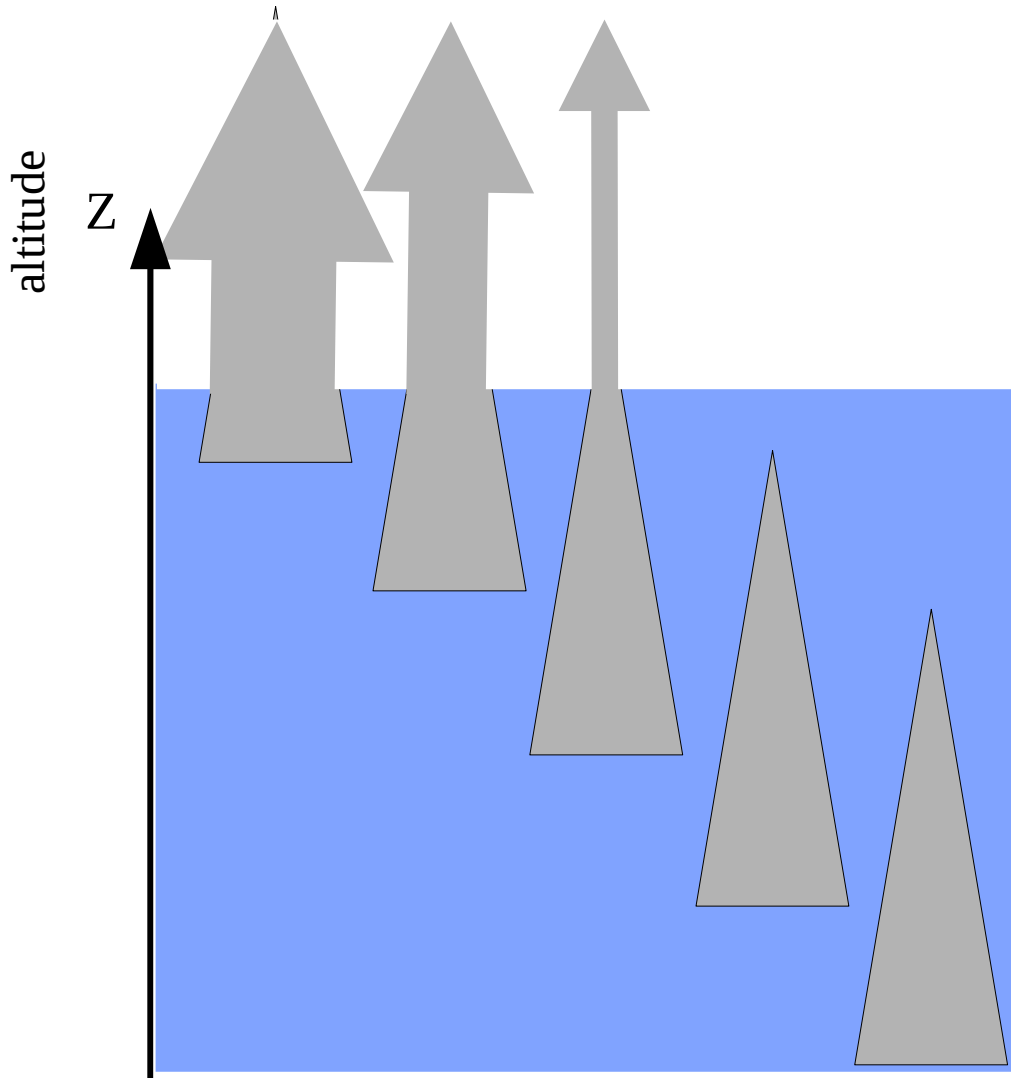


**Absorption monochromatique** de l'atmosphère due au seul CO<sub>2</sub>, en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO<sub>2</sub>



**==> Absorptivité moyenne peu sensible à  $[\text{CO}_2]$   
(variation de 0.004 pour un doublement de  $[\text{CO}_2]$ )**

# Altitude d'émission



Densité du flux radiatif échangé entre un volume de gaz à l'altitude  $z$  et l'espace:

$$\frac{\partial \Psi_\nu(z)}{\partial m} = \underbrace{\kappa_\nu B_\nu(T)}_{\text{flux émis}} \underbrace{\exp(-\kappa_\nu \cdot M(z))}_{\text{transmissivité}}$$

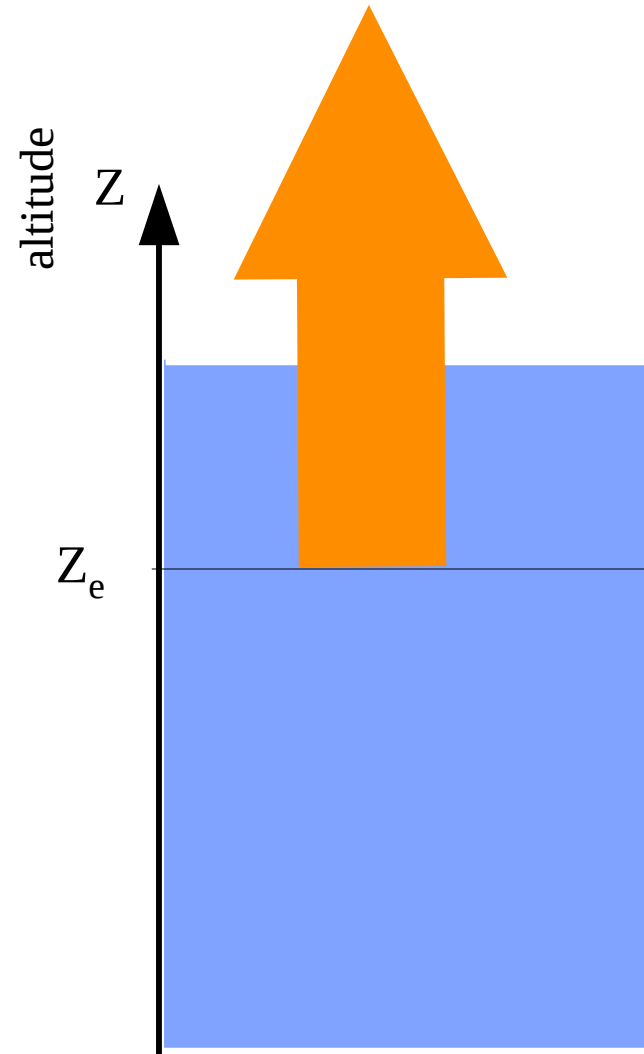
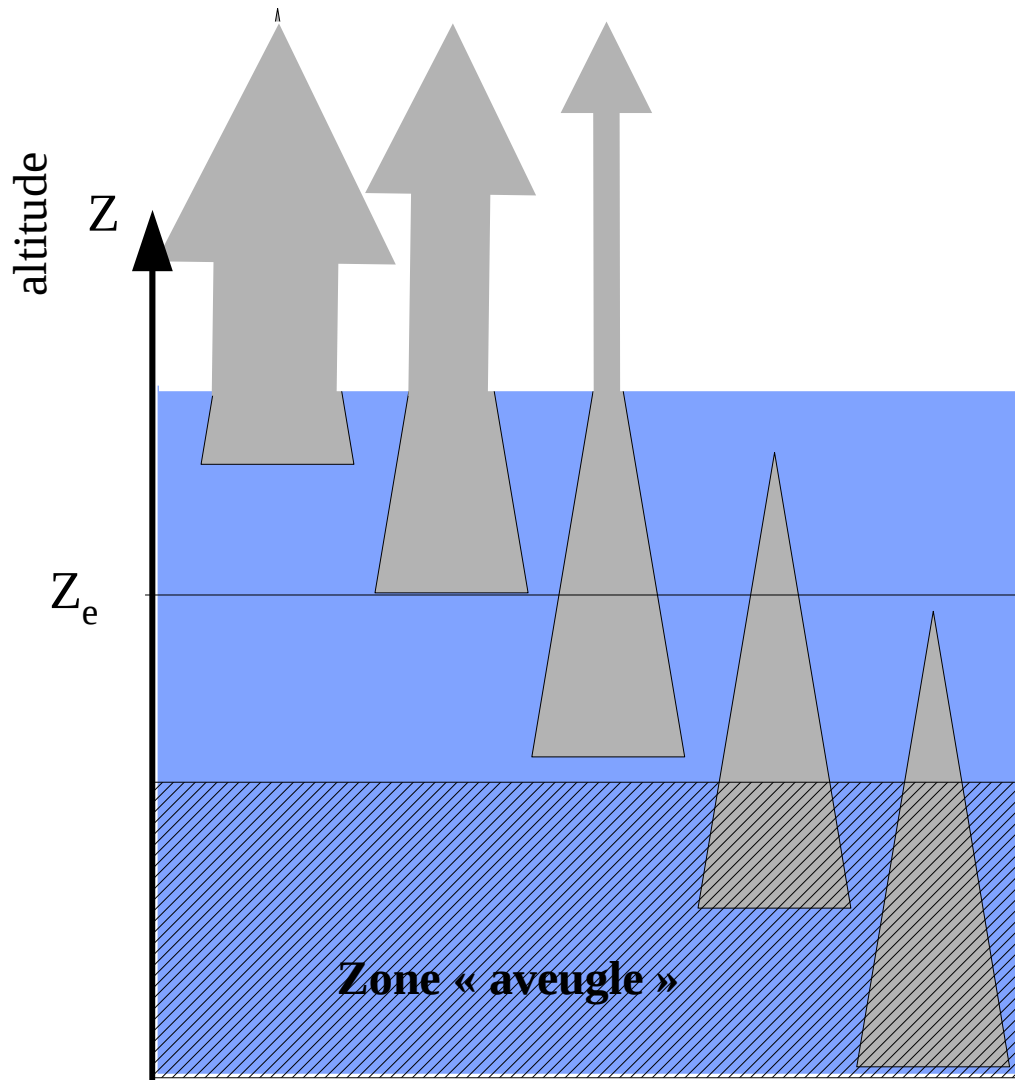
avec:

$M(z)$ : masse d'atmosphère entre  $z$  et l'espace

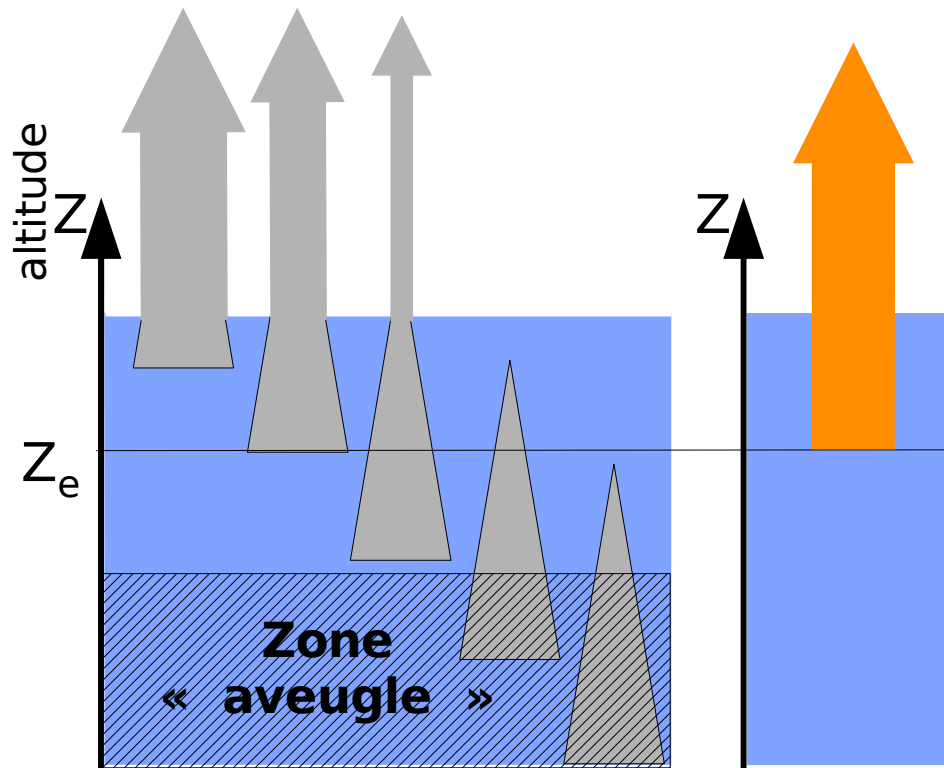
$\kappa_\nu$ : coefficient d'absorption par unité de masse

$B_\nu(T)$ : fonction de Planck

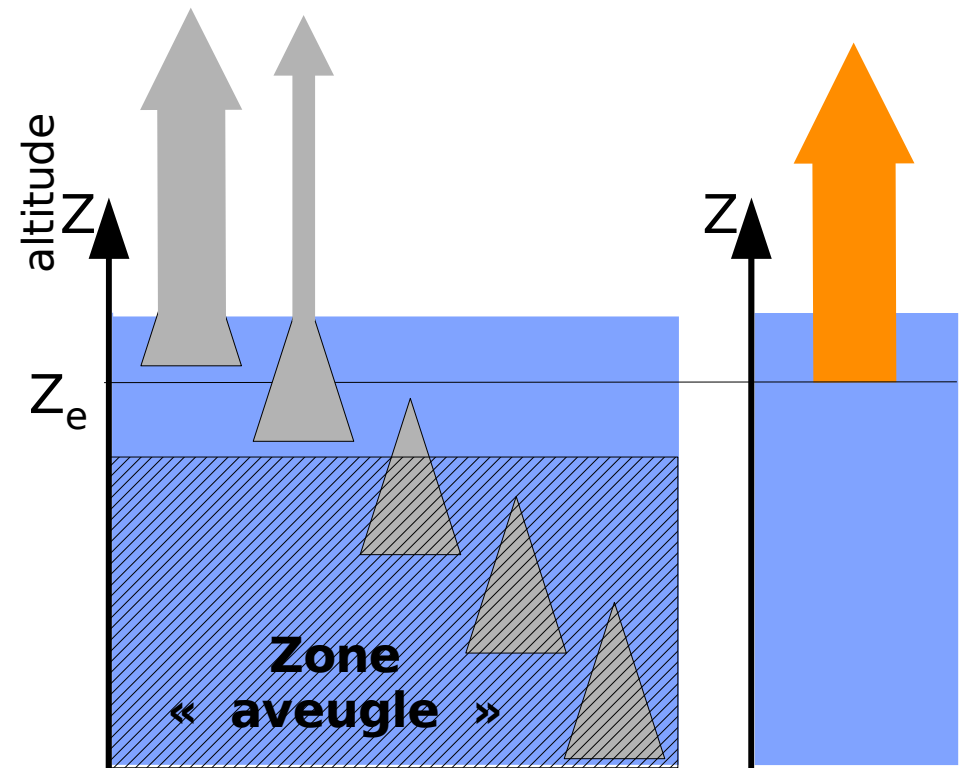
# Altitude d'émission



# Altitude d'émission



**Configuration de référence**



**Doublement de la quantité d'absorbant**

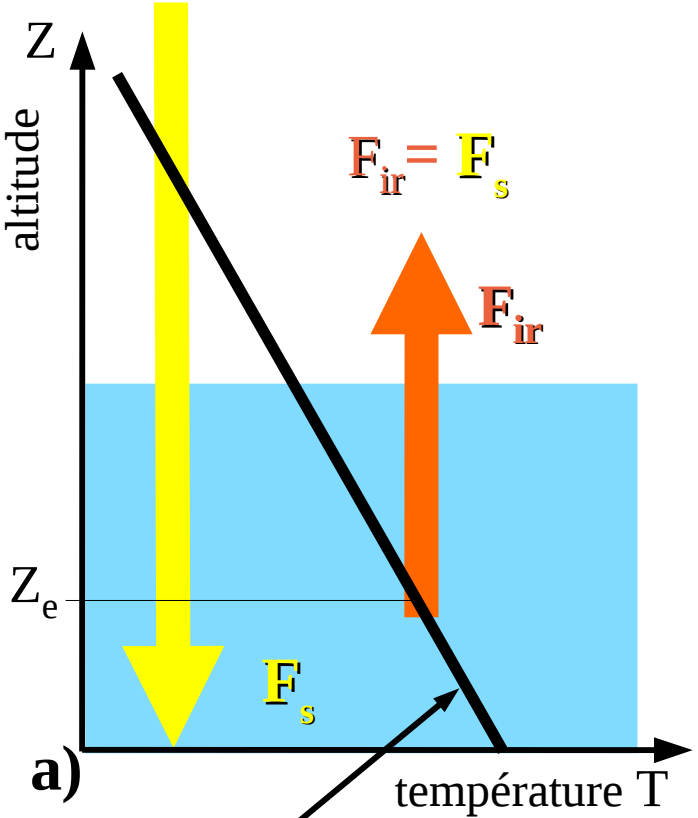
**Accroissement quantité d'absorbant ==>**

- absorption du rayonnement de la surface invariable (toujours environ 100%)
- l'altitude d'émission augmente

# Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net  $F_s$

Rayonnement IR sortant  $F_{ir}$

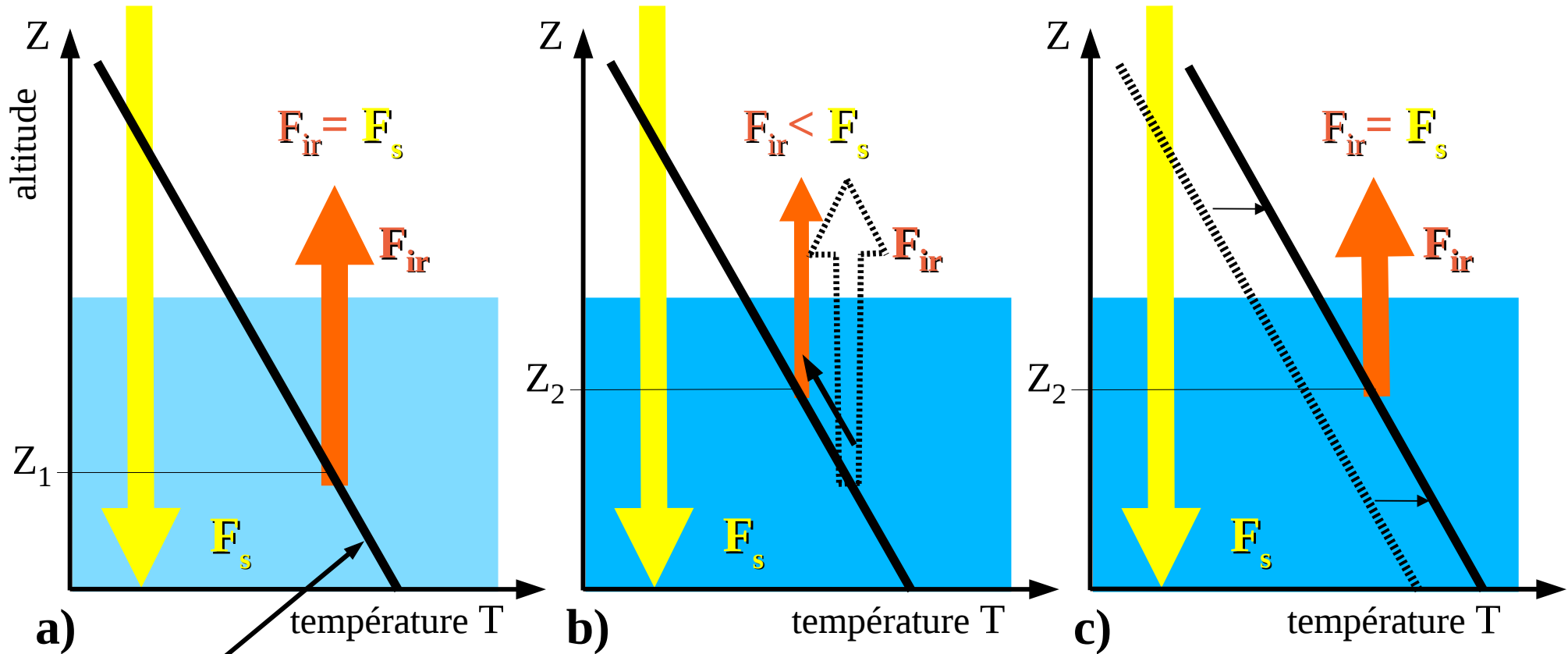


$Z_e$ : altitude d'émission vers l'espace

$dT/dz$  fixé par convection

# Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

$F_s$  Rayonnement solaire net



$dT/dz$  fixé  
par convection

GES ( $CO_2$ ) augmente,  $Z_e$   
augmente,  $T_e$  diminue:  
Rayonnement sortant plus  
faible.

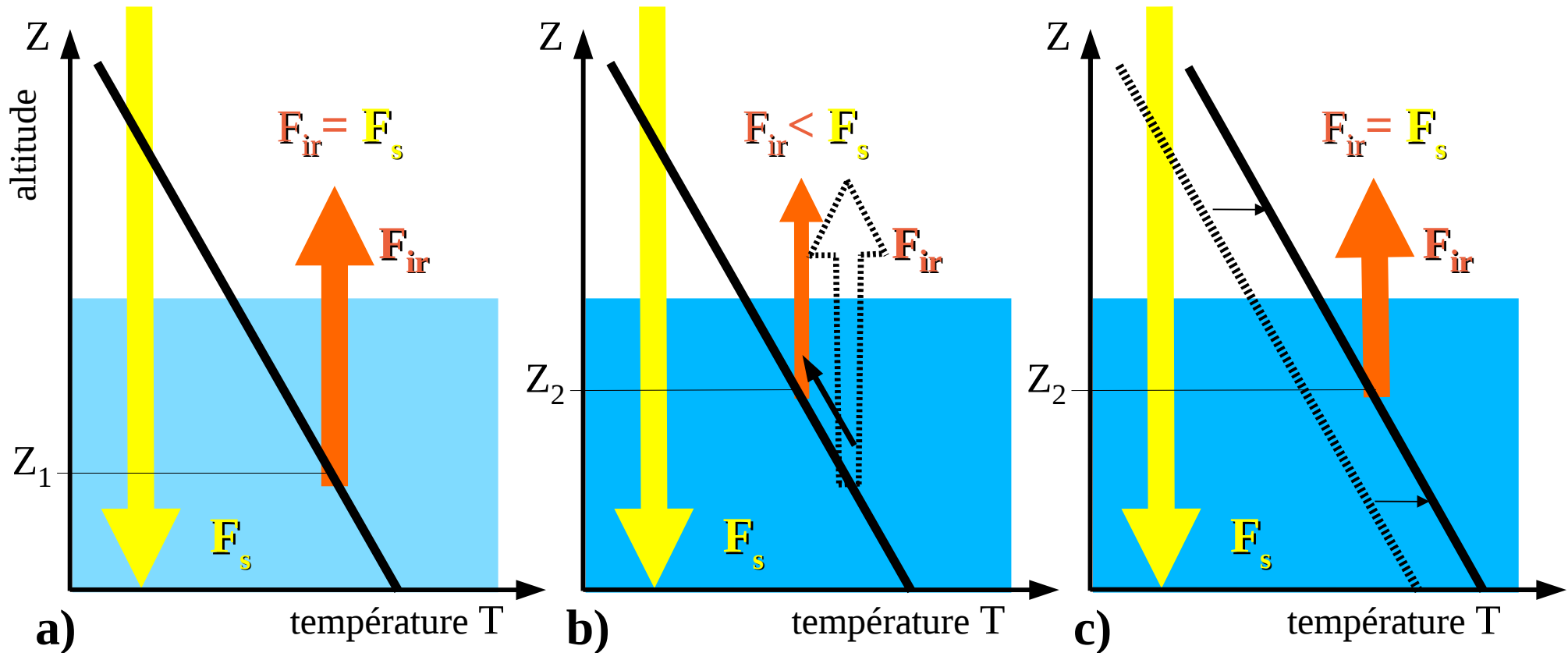
$T(z)$  augmente:  
Retour à l'équilibre



# Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net  $F_s$

Rayonnement IR sortant  $F_{ir}$



➔ Pour une atmosphère stratifiée, il faut considérer les **flux au sommet de l'atmosphère**, et non les flux en surface (premiers calculs fin des années 1960)

## Définition du forçage radiatif dû à un gaz

Le forçage radiatif  $F$  dû à un gaz est (l'opposé de) la variation du flux infrarouge sortant pour une variation de concentration de ce gaz, toutes les autres variables étant maintenues fixes (températures, autres concentrations). Par exemple, pour le  $\text{CO}_2$  :

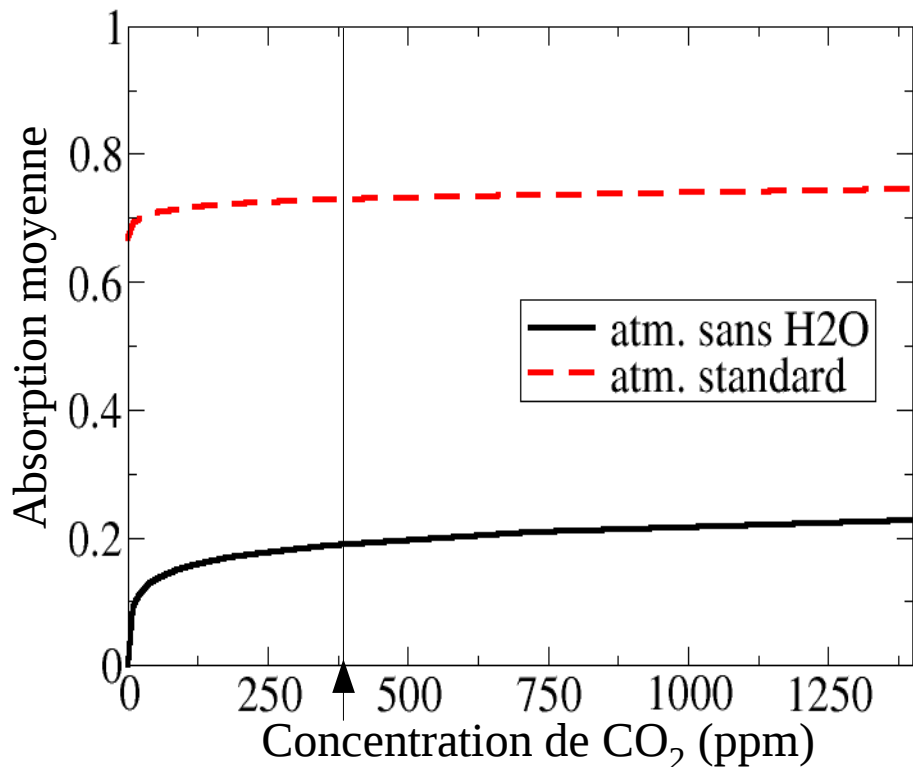
$$F = F_{ir}([\text{CO}_2]_{ref}) - F_{ir}([\text{CO}_2]) \quad \text{à } T(z) \text{ et } q(z) \text{ fixées}$$

L'équilibre radiatif pour la concentration de référence entraîne :

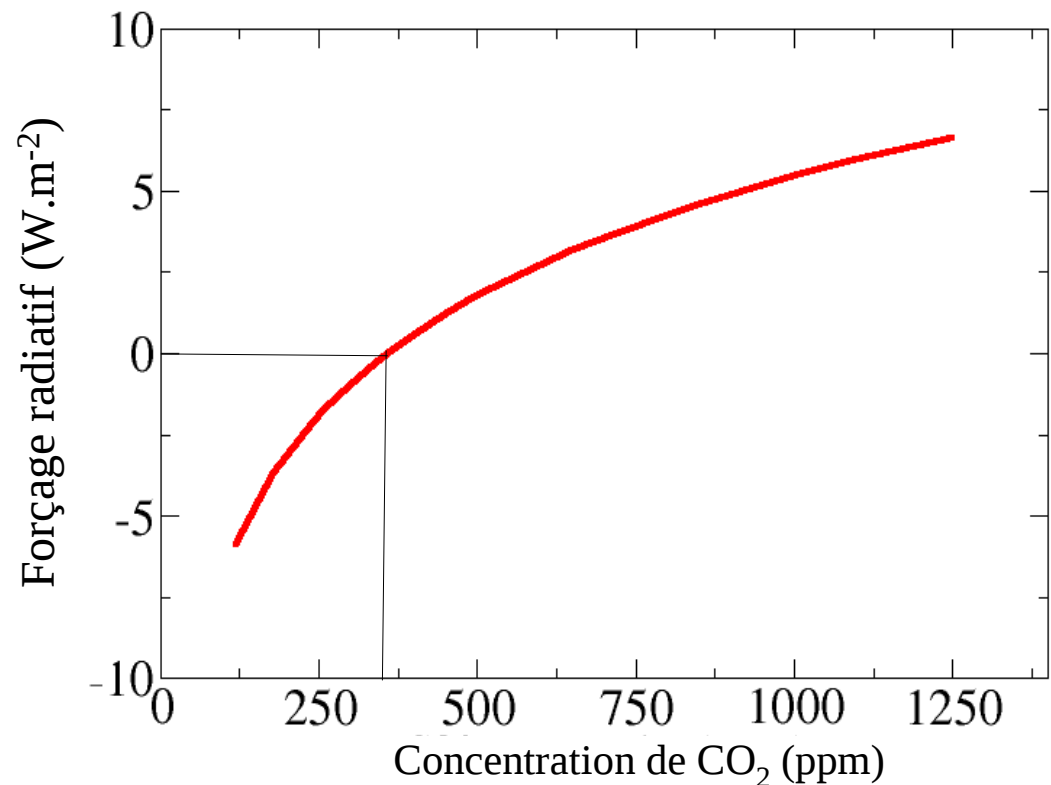
$$\frac{d(\text{En. tot.})}{dt} = F$$

# L'absorption du rayonnement infrarouge par le CO<sub>2</sub>

**Absorption** de l'atmosphère moyennée sur le domaine infra-rouge en fonction de [CO<sub>2</sub>], pour différentes valeurs de [H<sub>2</sub>O]

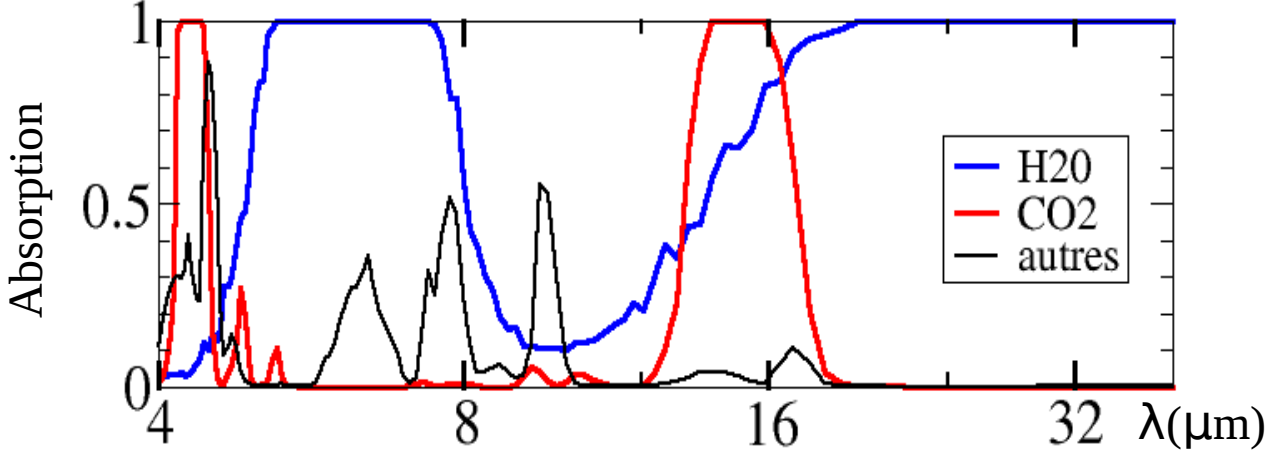
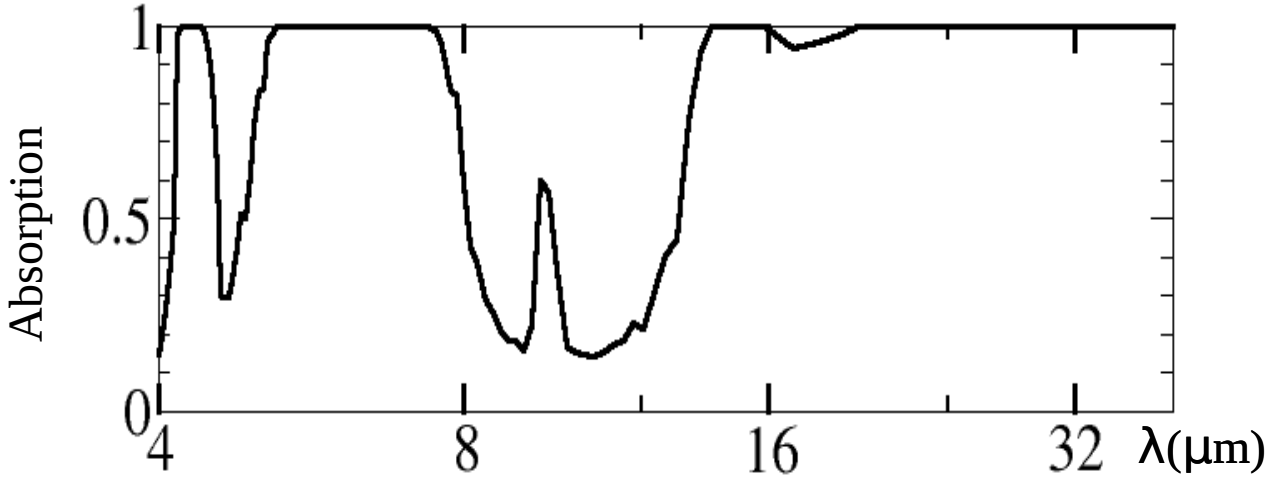
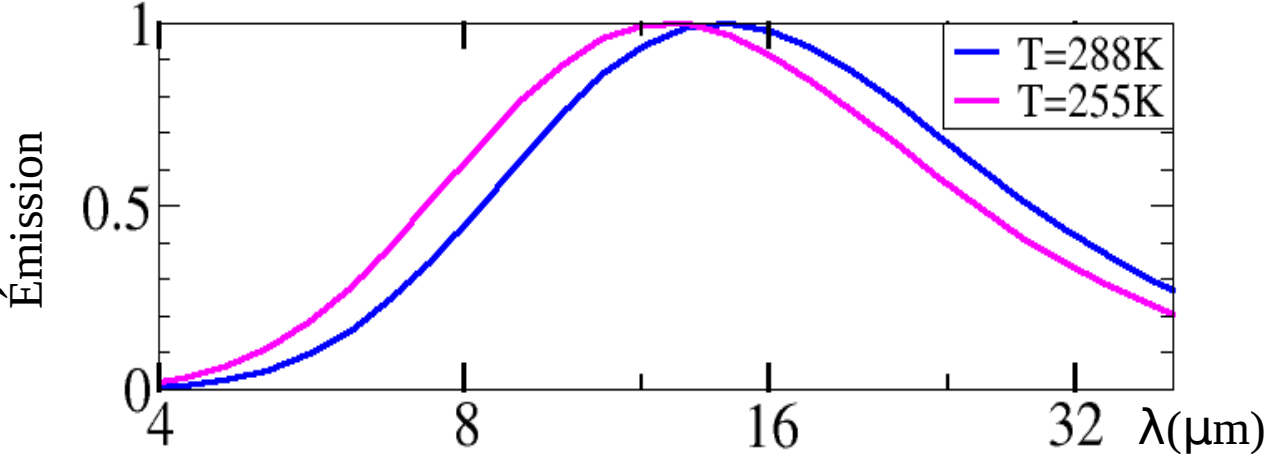


**Variation de l'effet de serre** pour une atmosphère "standard", en fonction de la concentration de CO<sub>2</sub>

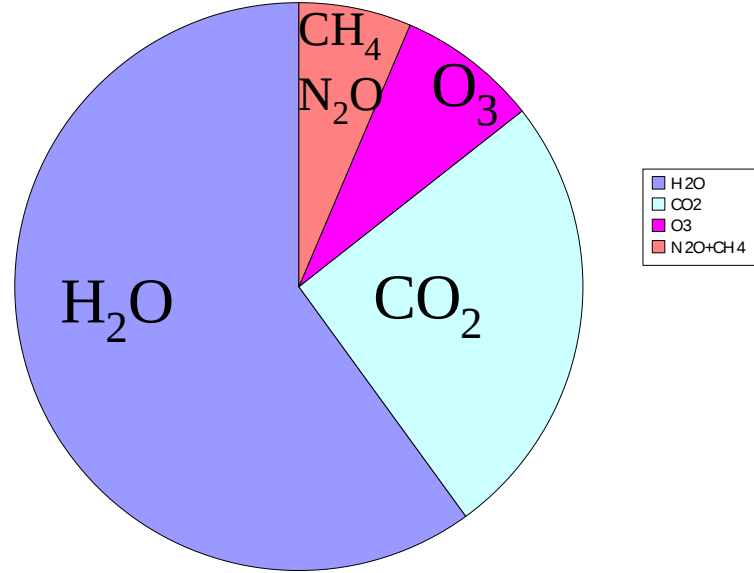


**Même si l'absorption moyenne de l'atmosphère n'augmente pas lorsque le CO<sub>2</sub> augmente, l'effet de serre augmente car l'atmosphère est stratifiée en température**

# L'effet de serre sur Terre



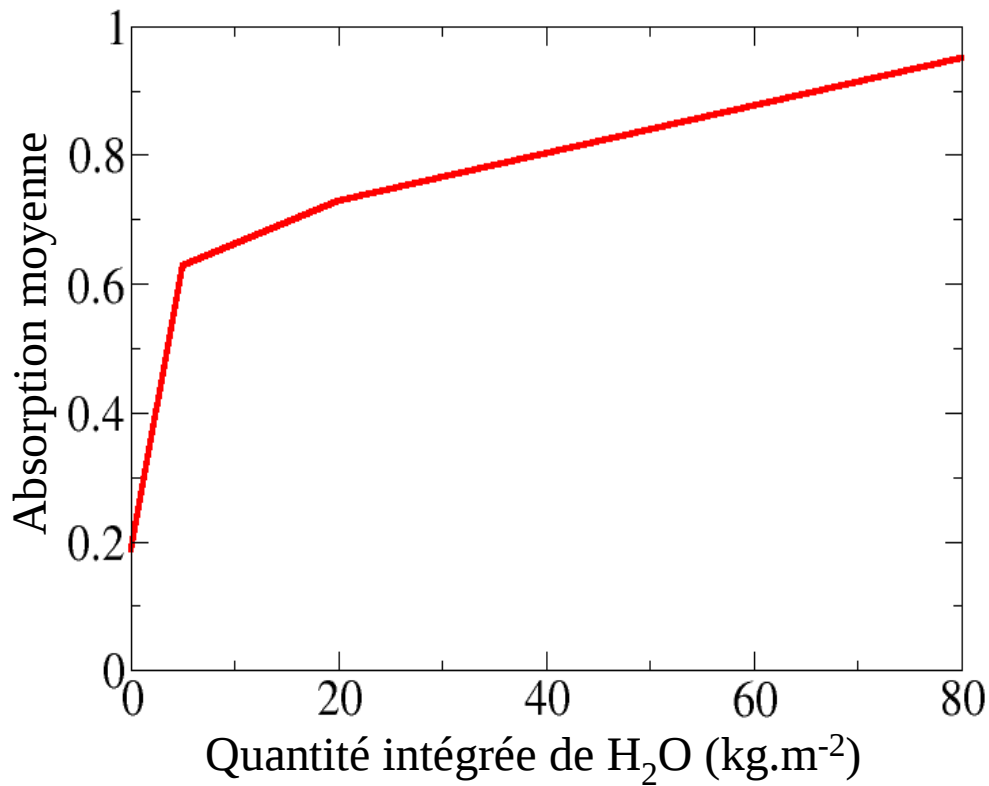
Contribution à l'effet de serre



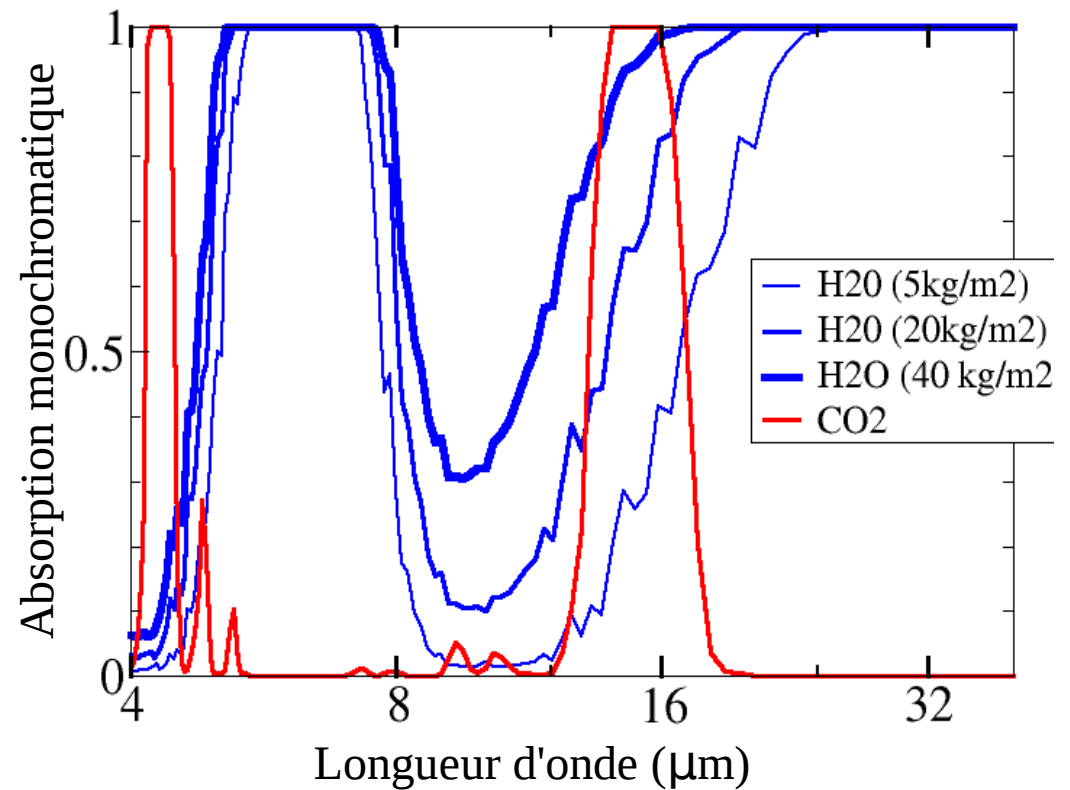
Effet de serre:	
Vapeur d'eau	60%
CO <sub>2</sub>	26%
Ozone	8%
N <sub>2</sub> O+CH <sub>4</sub>	6%

# L'absorption du rayonnement infrarouge par H<sub>2</sub>O

**Absorption** de l'atmosphère **moyennée**  
sur le domaine infra-rouge en fonction du  
contenu en H<sub>2</sub>O

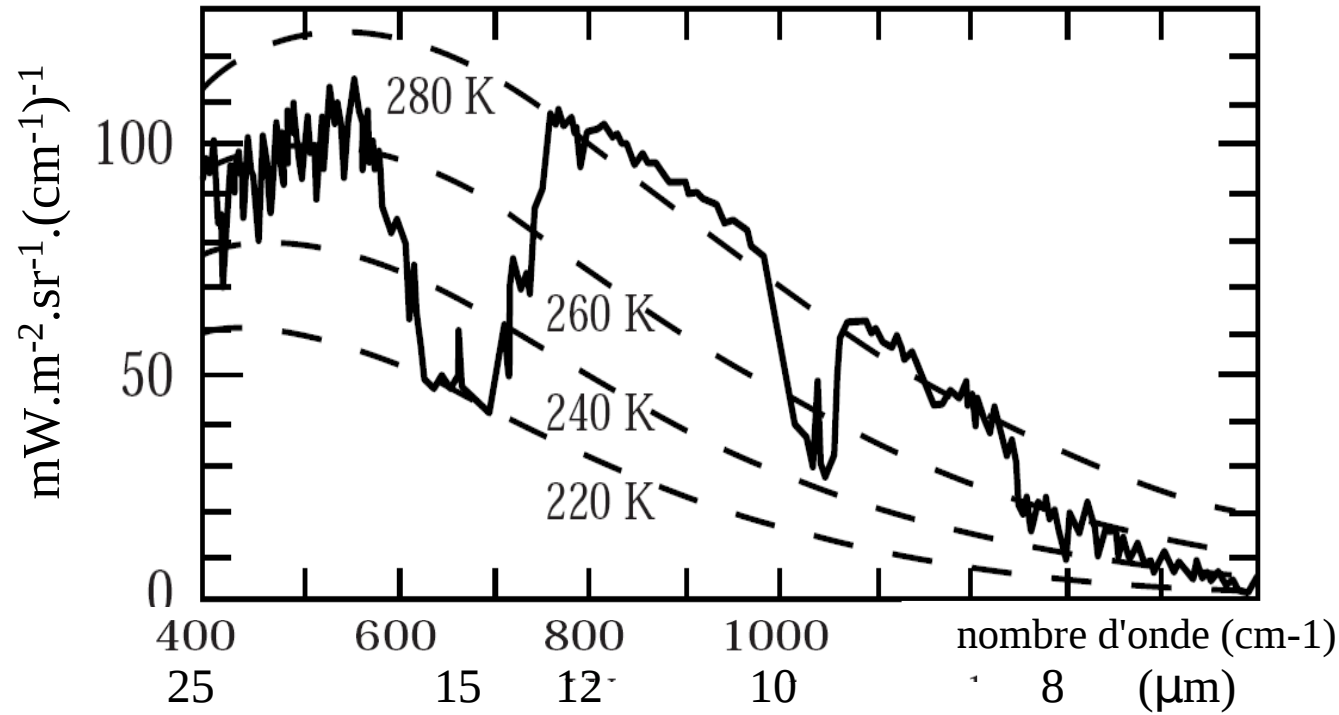


**Absorption monochromatique** de  
l'atmosphère pour différentes concentrations  
de H<sub>2</sub>O, et pour CO<sub>2</sub>

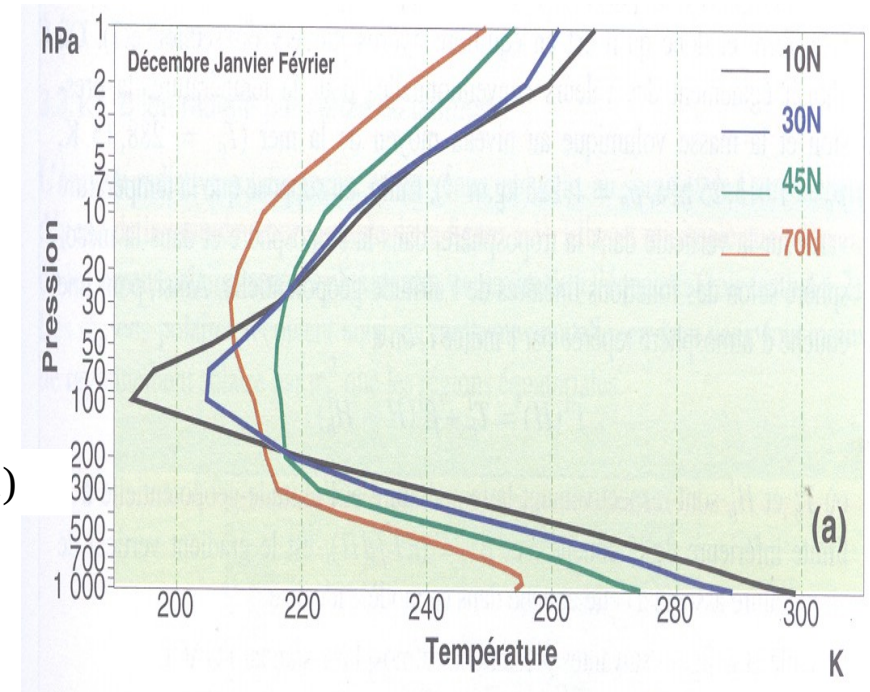


# Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

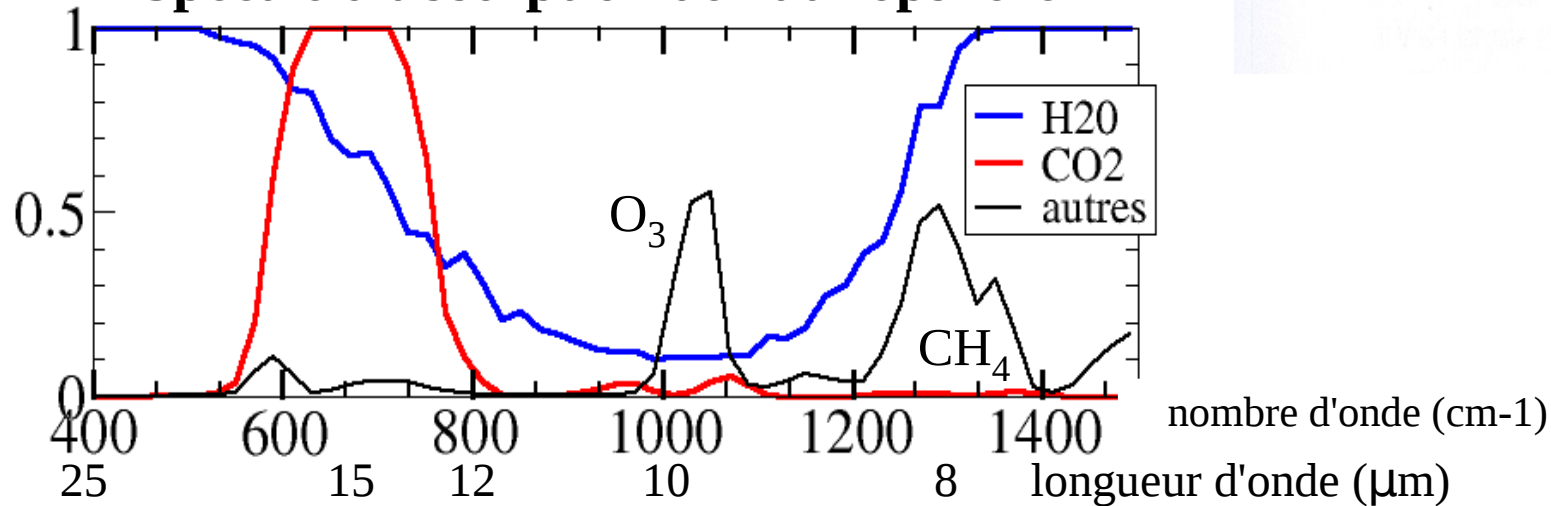
Spectre infra-rouge observé par satellite (méditerranée)



Profil vertical de température

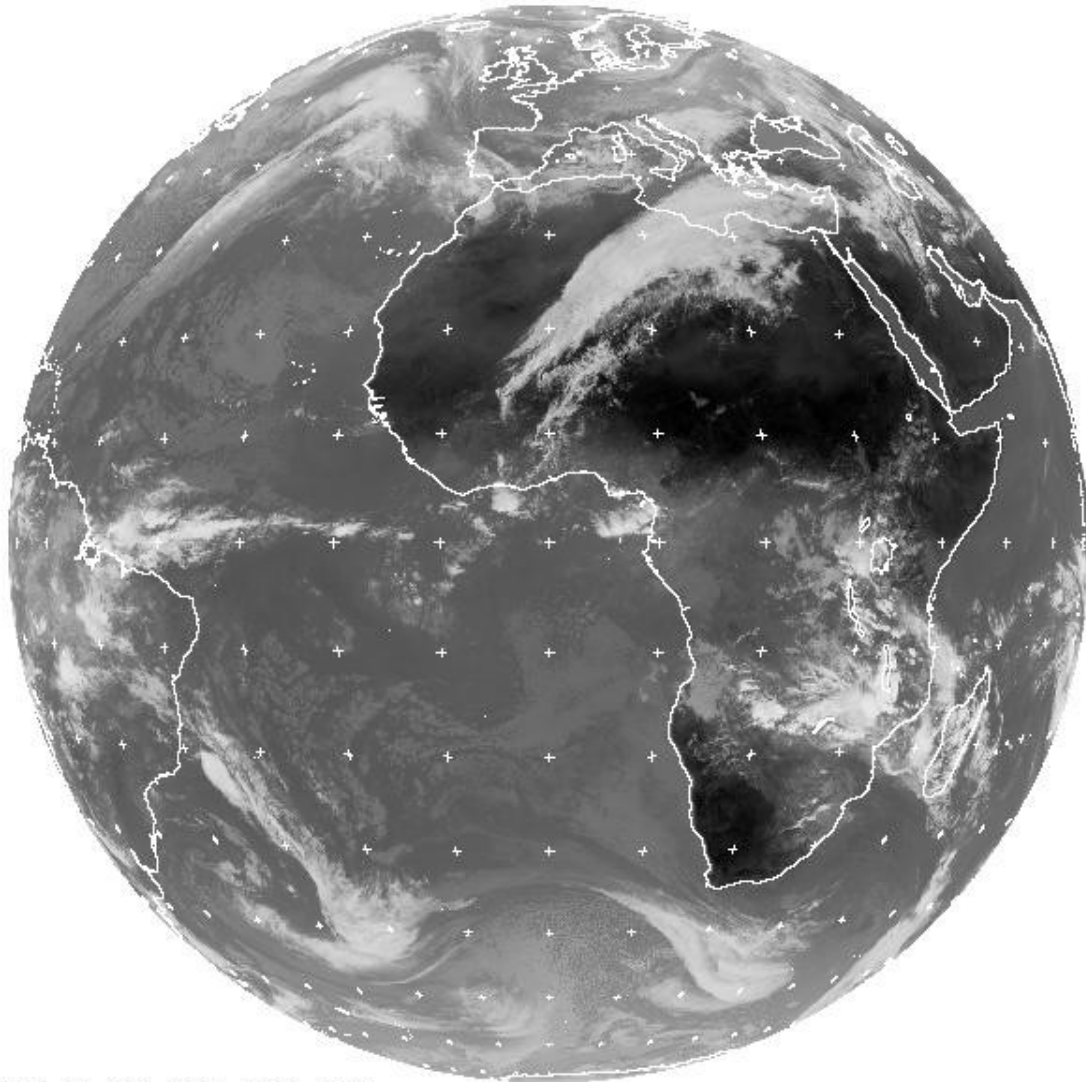


Spectre d'absorption de l'atmosphère

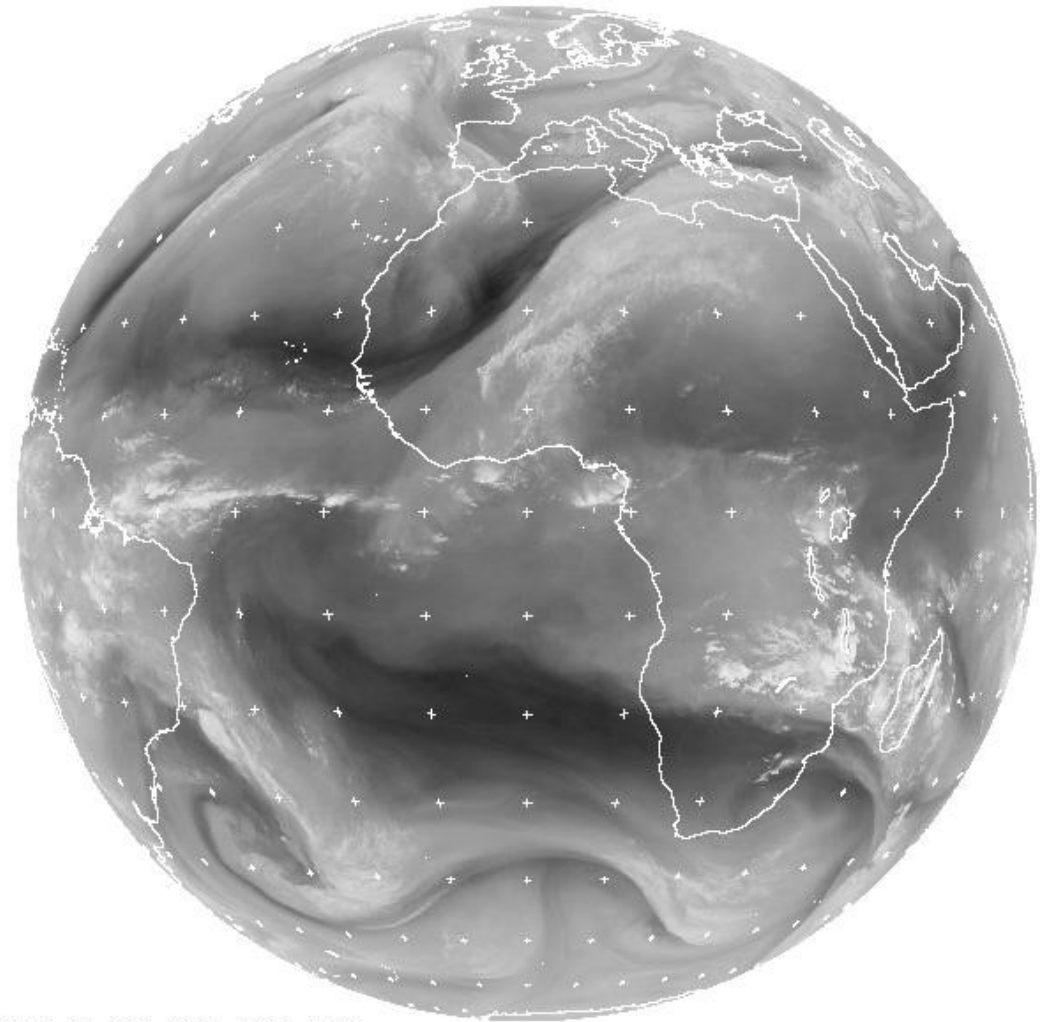


# Flux sortant

Canal visible de Météosat



Canal vapeur d'eau de Météosat  
(infrarouge)



MET7 01 MAR 2004 1200 ETOT

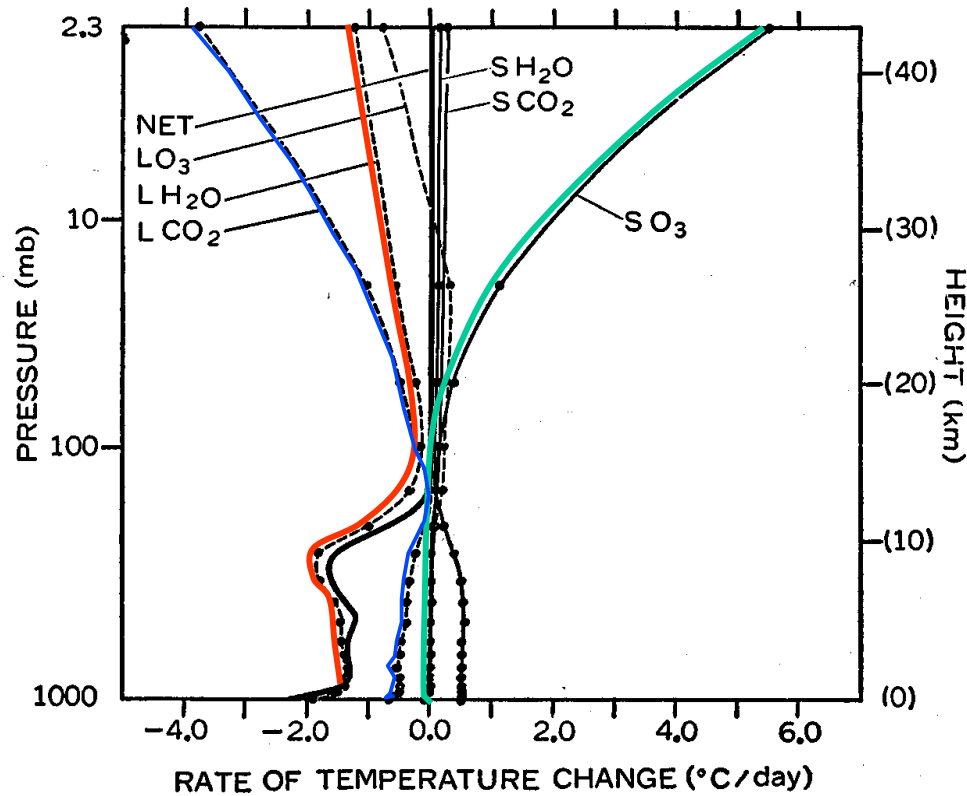
MET7 01 MAR 2004 1200 DTOT

©EUMETSAT

# Décomposition des contributions respectives des absorbants et des domaines spectraux

L: rayonnement IR

S: rayonnement solaire



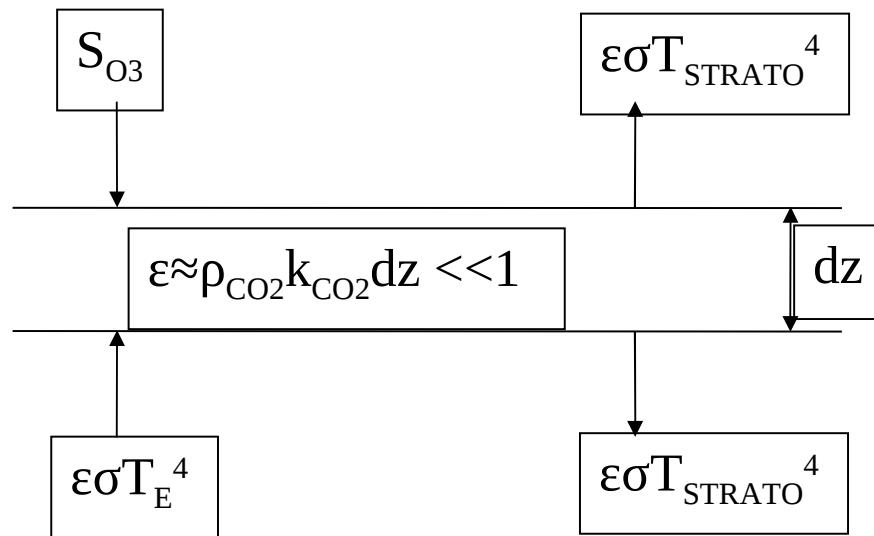
## La stratosphère:

- chauffage radiatif absorption ray. Solaire par O<sub>3</sub> et O<sub>2</sub>
- refroidissement radiatif emission IR par CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O



# Refroidissement de la stratosphère quand la concentration de CO<sub>2</sub> augmente

La stratosphère est en équilibre radiatif pur où l'absorption des ondes courtes (principalement due à l'ozone) est compensée par l'émission ondes longues vers l'espace et vers la troposphère (principalement due au CO<sub>2</sub>).



A l'équilibre:

$$S_{O_3} + \epsilon \sigma T_E^4 = 2 \epsilon \sigma T_{STRATO}^4$$

Donc

$$T_{STRATO} = \left( \frac{\frac{S_{O_3}}{\epsilon} + \sigma T_E^4}{2\sigma} \right)^{1/4}$$

Si la concentration de CO<sub>2</sub> augmente, alors  $\epsilon \approx \rho_{CO_2} k_{CO_2} dz$ , augmente.

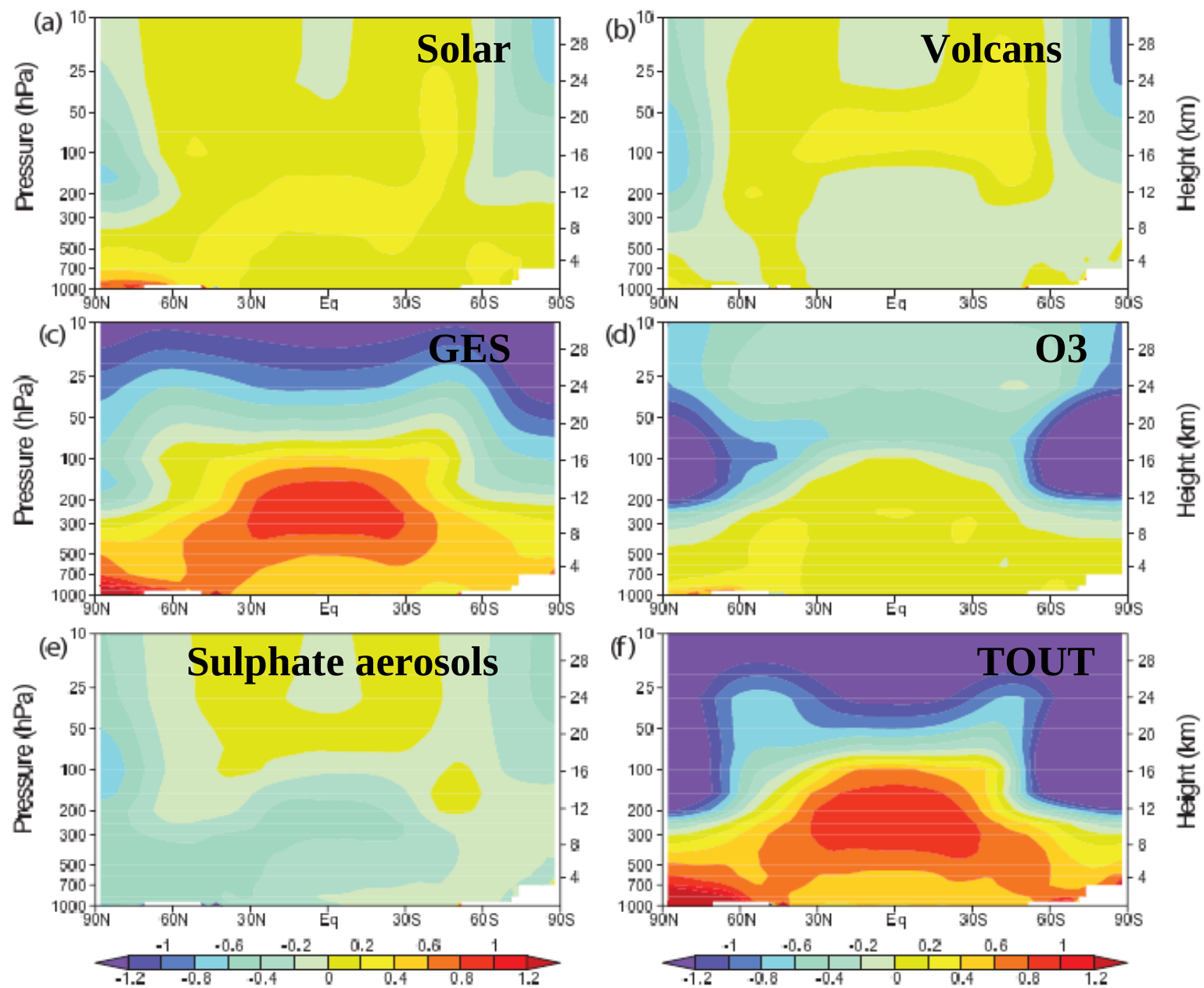
En supposant :

- que la concentration d'ozone reste constante,
- que l'albédo planétaire reste constant (donc  $T_E$  aussi)

alors  $T_{STRATO}$  diminue.

# Variation de température de la stratosphère

Moyenne zonale de la différence 1999-1980 en %/siècle



L'ozone refroidit la basse stratosphère aux hautes latitudes

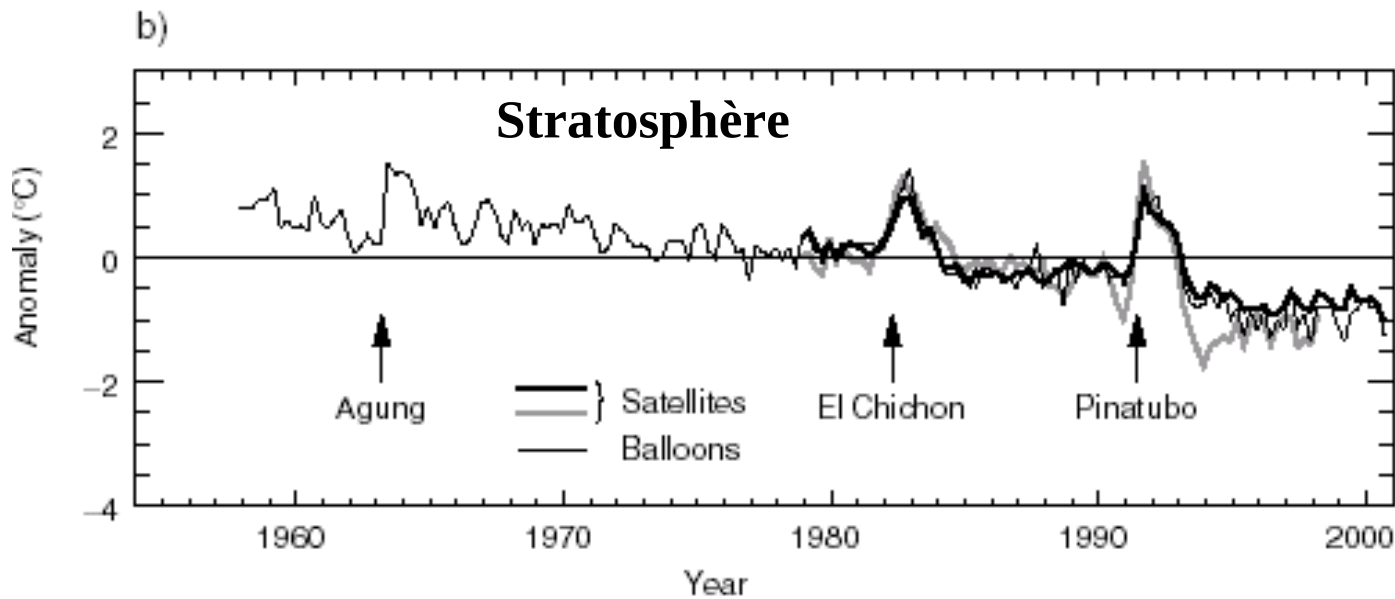
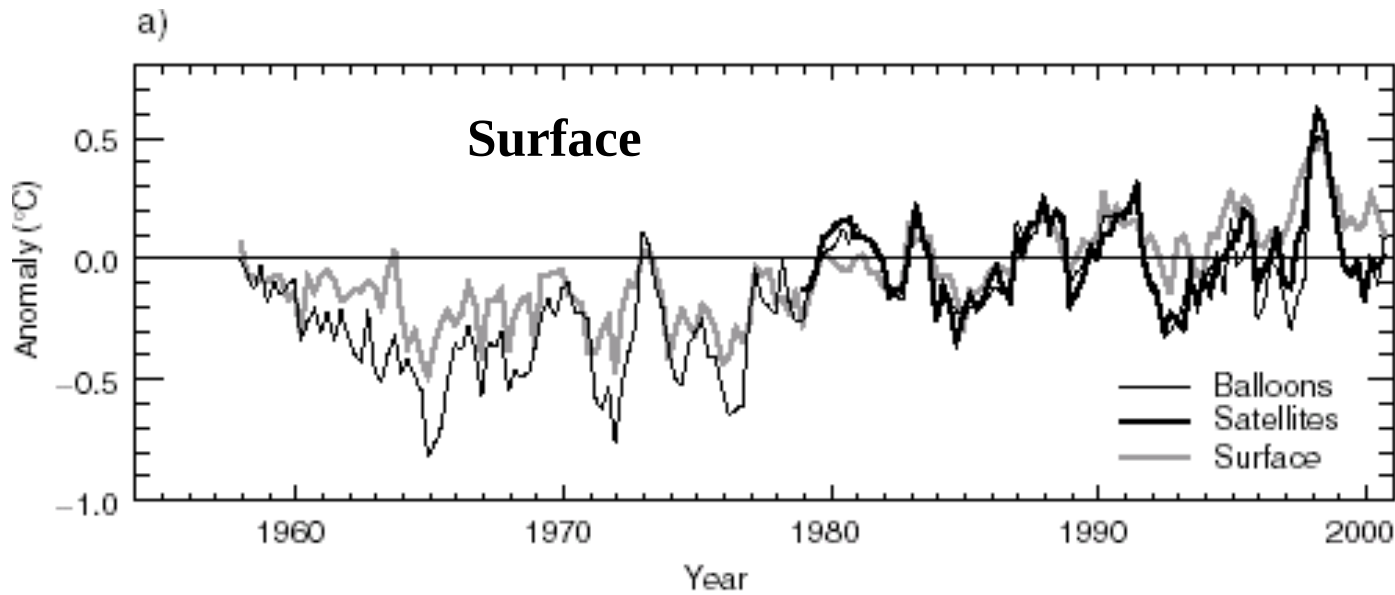
Les GES refroidissent la stratosphère globalement

# Température en altitude

La surface se réchauffe

Mais

La stratosphère se refroidit

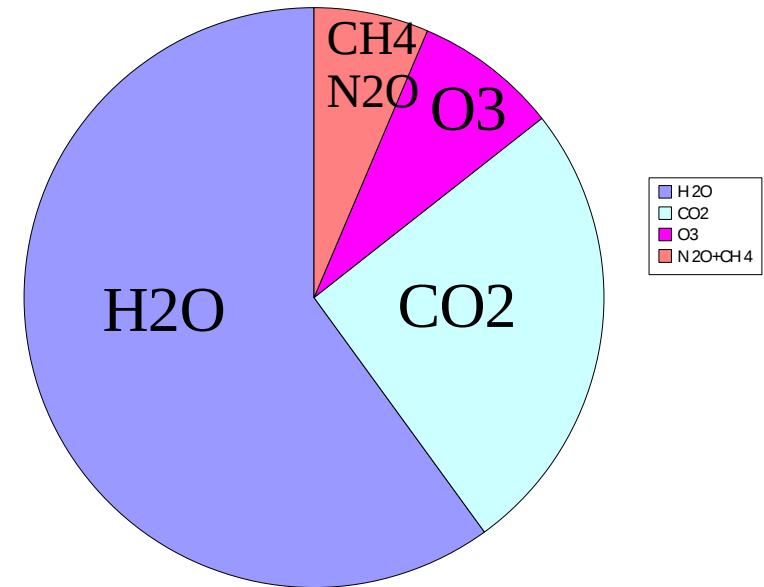


# Les contributions à l'effet de serre

Effet de serre ( $W.m^{-2}$ ):

Vapeur d'eau	75	60%
CO <sub>2</sub>	32	26%
ozone	10	8%
N <sub>2</sub> O+CH <sub>4</sub>	8	6%

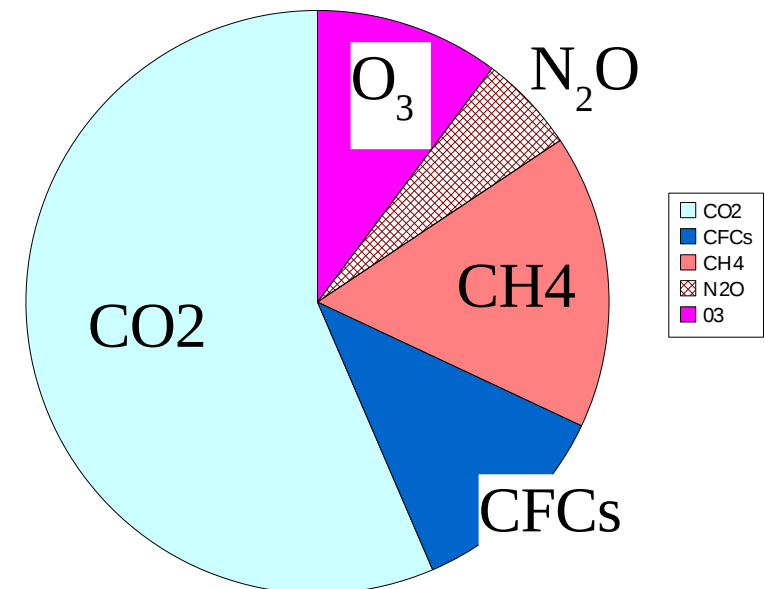
Contribution à l'effet de serre



Effet de serre dus aux activités humaines

Contributions à l'accroissement de l'effet dus aux activités humaines:

•CO <sub>2</sub>	56%
•CFCs	12%
•méthane (CH <sub>4</sub> )	16%
• ozone (O <sub>3</sub> )	11%
•N <sub>2</sub> O	5%



# L'effet de serre: un phénomène physique réel... mais mal nommé

- Dans les serres horticoles, le réchauffement est principalement dû à la limitation des échanges par évaporation et convection
- Sur Terre les échanges entre la surface et l'atmosphère sont également dominés par l'évaporation-condensation, mais ce sont les échanges par rayonnement infrarouge qui contrôlent le refroidissement vers l'espace

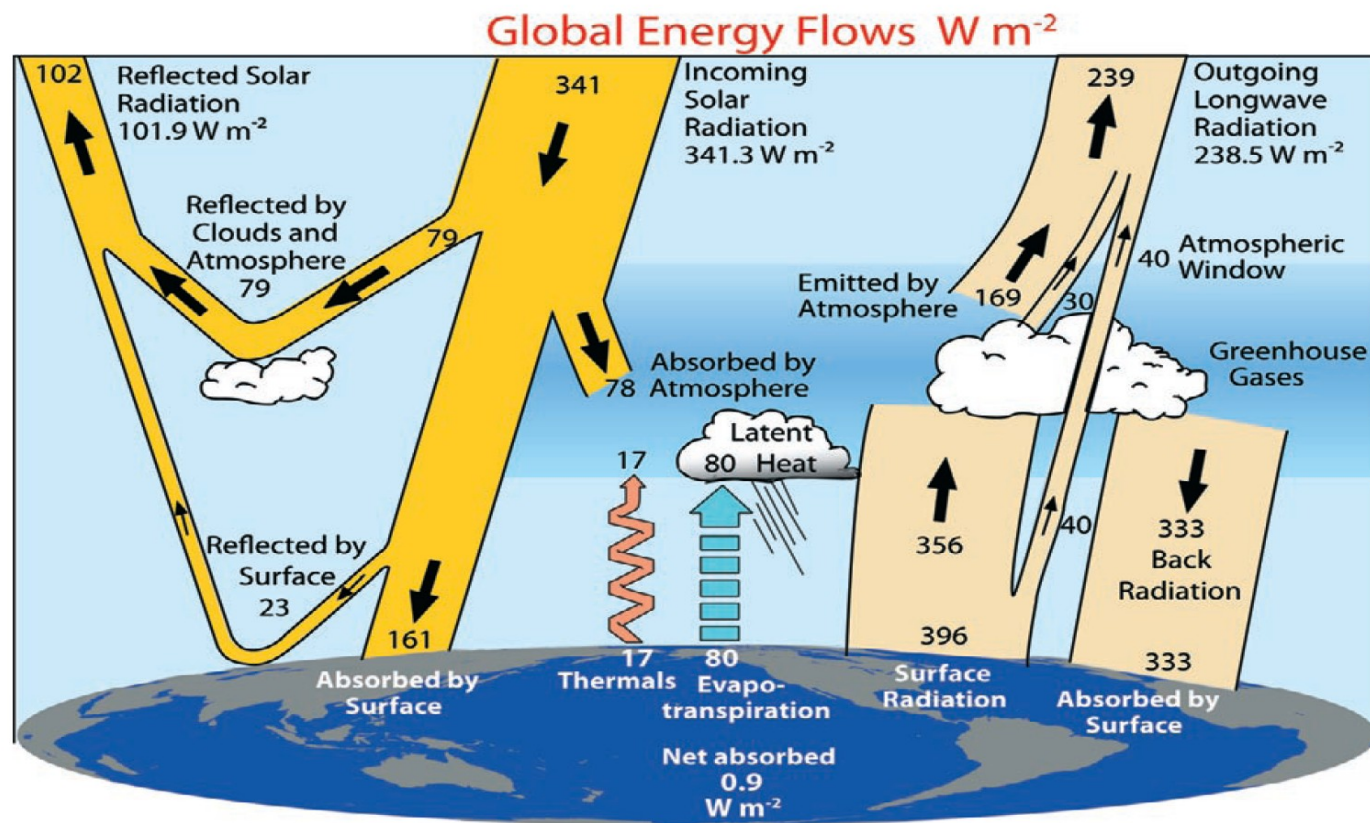


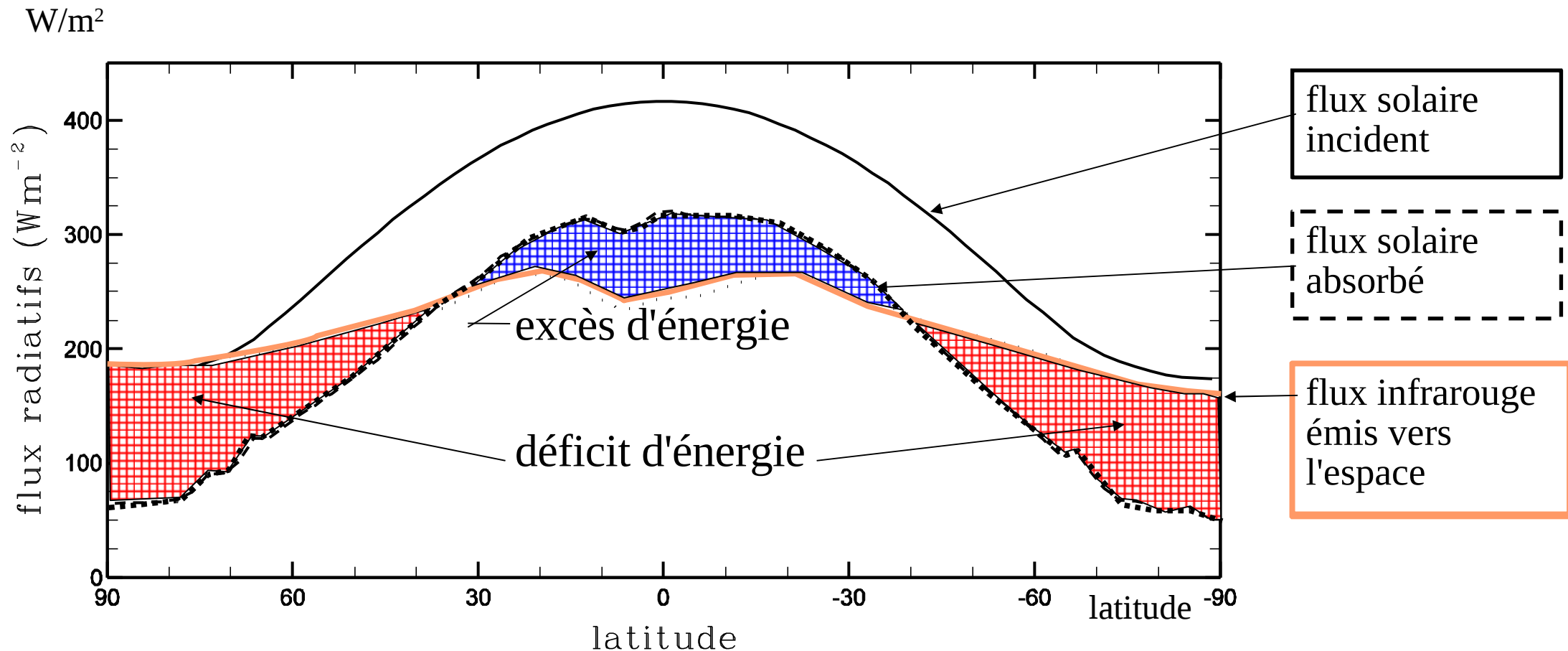
FIG. 1. The global annual mean Earth's energy budget for the Mar 2000 to May 2004 period ( $W m^{-2}$ ). The broad arrows indicate the schematic flow of energy in proportion to their importance.

[Trenberth et al., BAMS, 2009]

# Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
  - transport d'énergie
  - circulation de Hadley-Walker
  - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

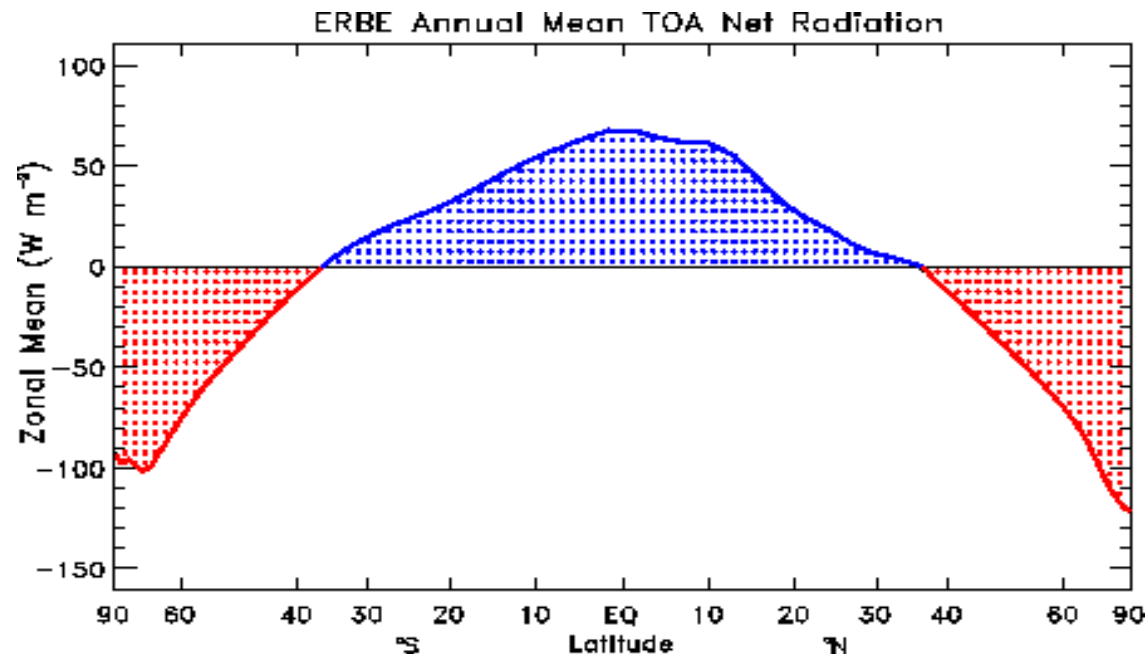
# Les redistributions d'énergie en latitude



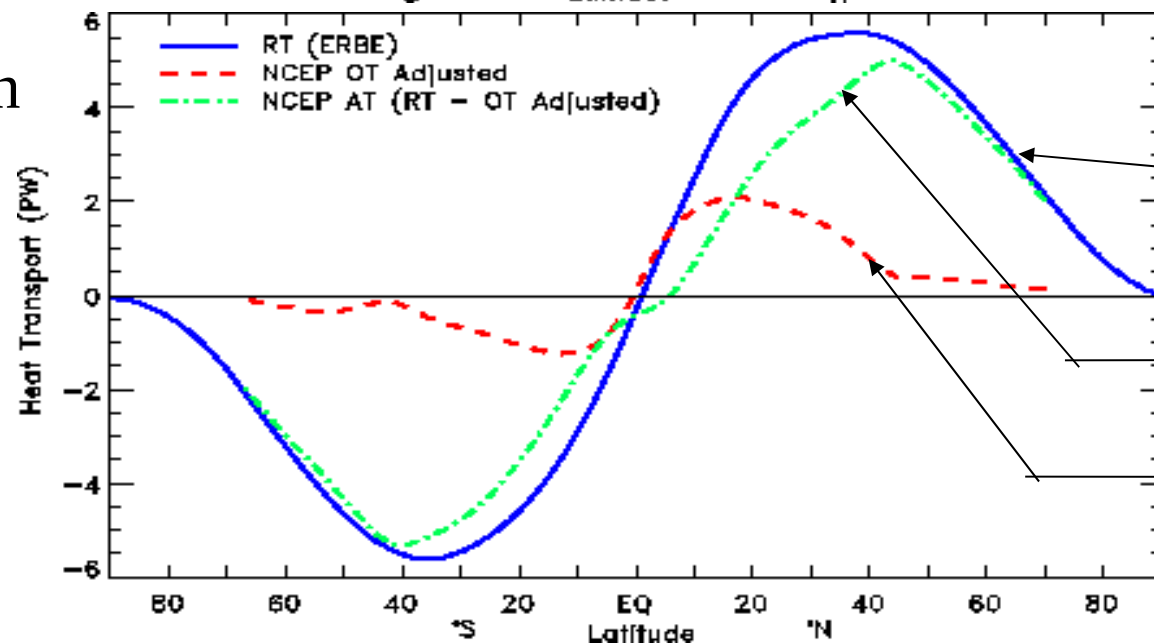
Moyenne annuelle et longitudinale du flux d'énergie radiative au sommet de l'atmosphère évalué par observations satellitaires.

# Les redistributions d'énergie en latitude

Bilan d'énergie  
au sommet de  
l'atmosphère  
(W/m<sup>2</sup>)



Transport méridien  
d'énergie  
(PW, 10<sup>15</sup>W)



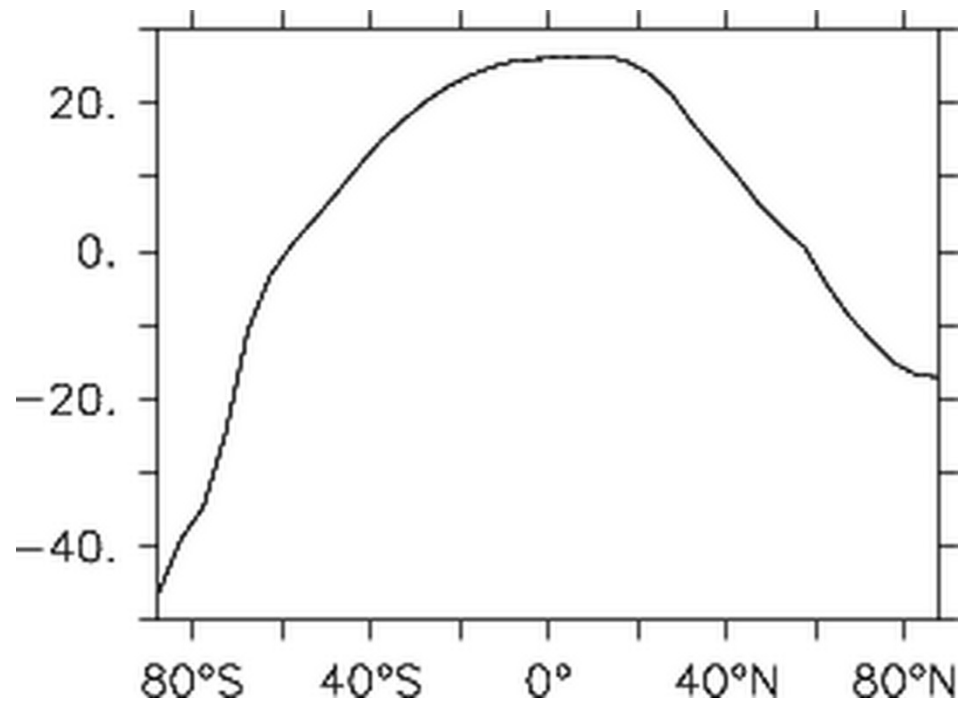
total

par l'atmosphère

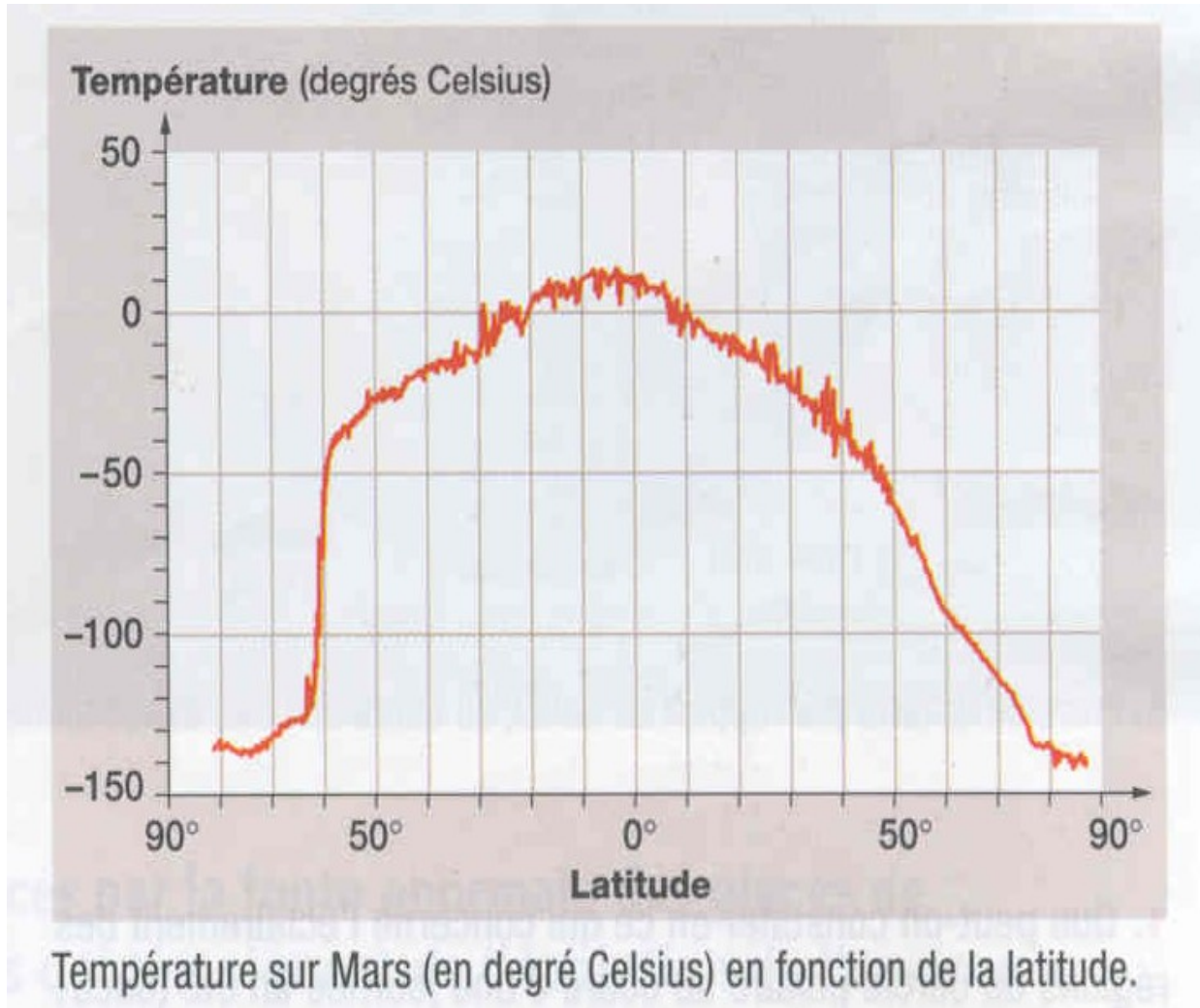
par l'océan



# Variation latitudinale de la température... sur Terre



# Variation latitudinale de la température... sur Mars et sur Terre



Par rapport à la Terre, il y a sur Mars:

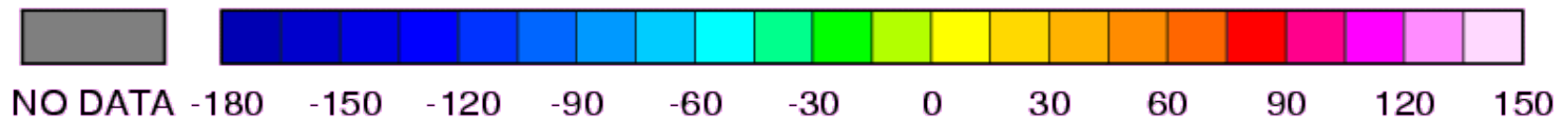
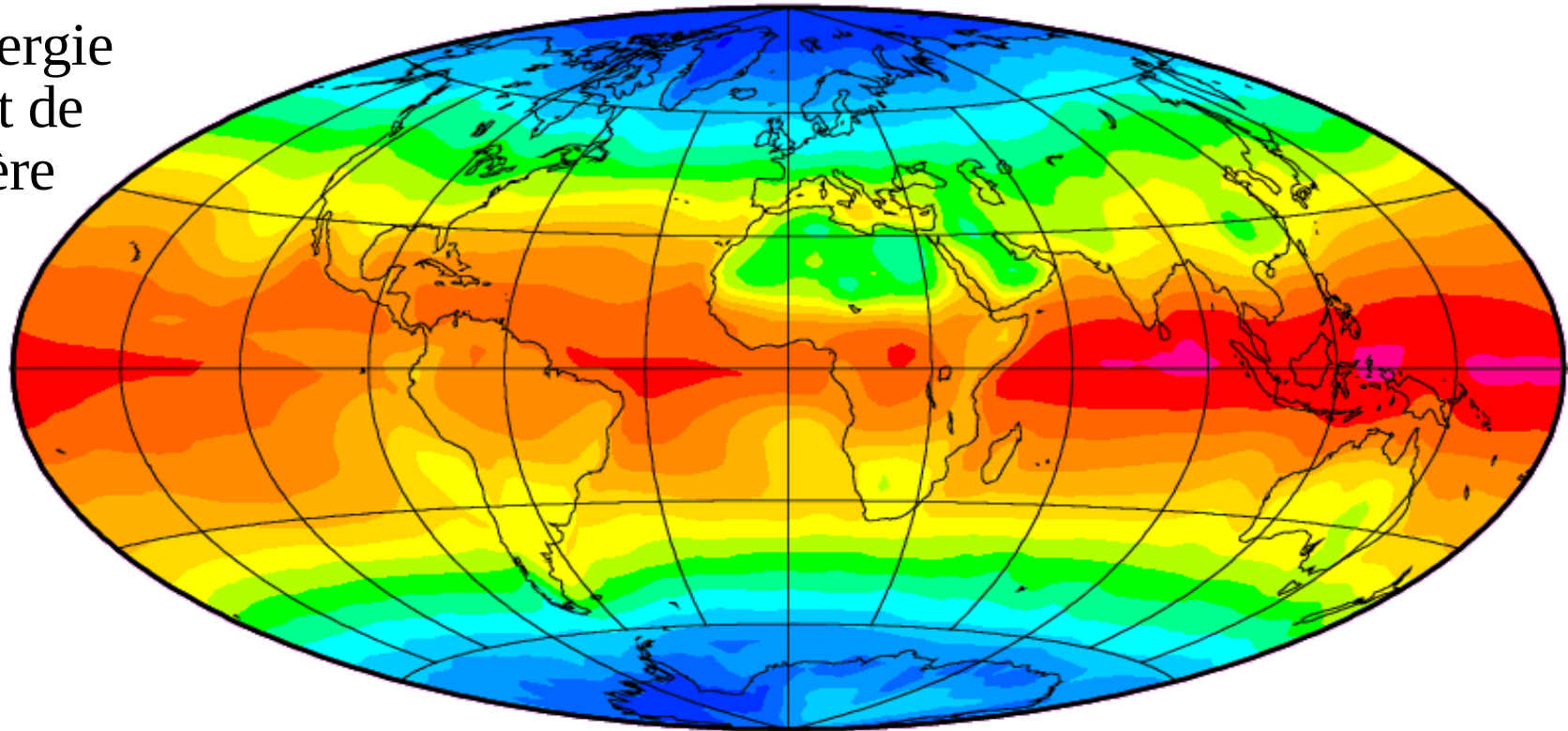
- moins d'effet de serre
- moins de transport d'énergie équateur-pôles (atmosphère plus fine)

=> différences de température équateur-pôle plus importante

# Les redistributions d'énergie en latitude

Net Radiation  
1985-1986

Bilan d'énergie  
au sommet de  
l'atmosphère  
(W/m<sup>2</sup>)

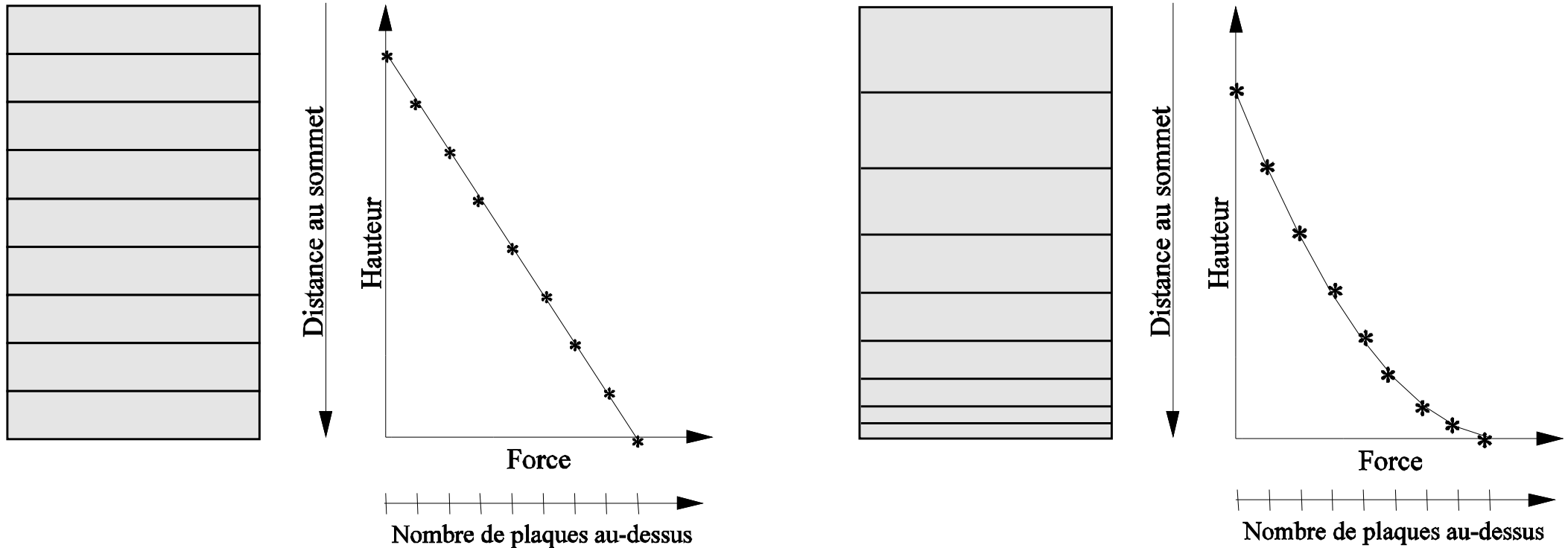


W/m<sup>\*\*2</sup>

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
  - transport d'énergie
  - circulation de Hadley-Walker
  - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

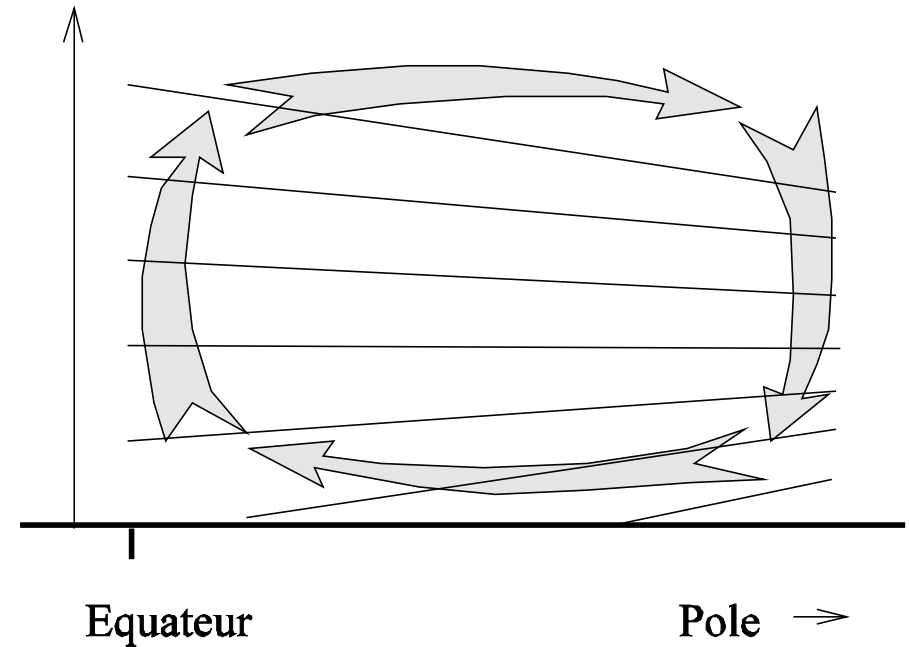
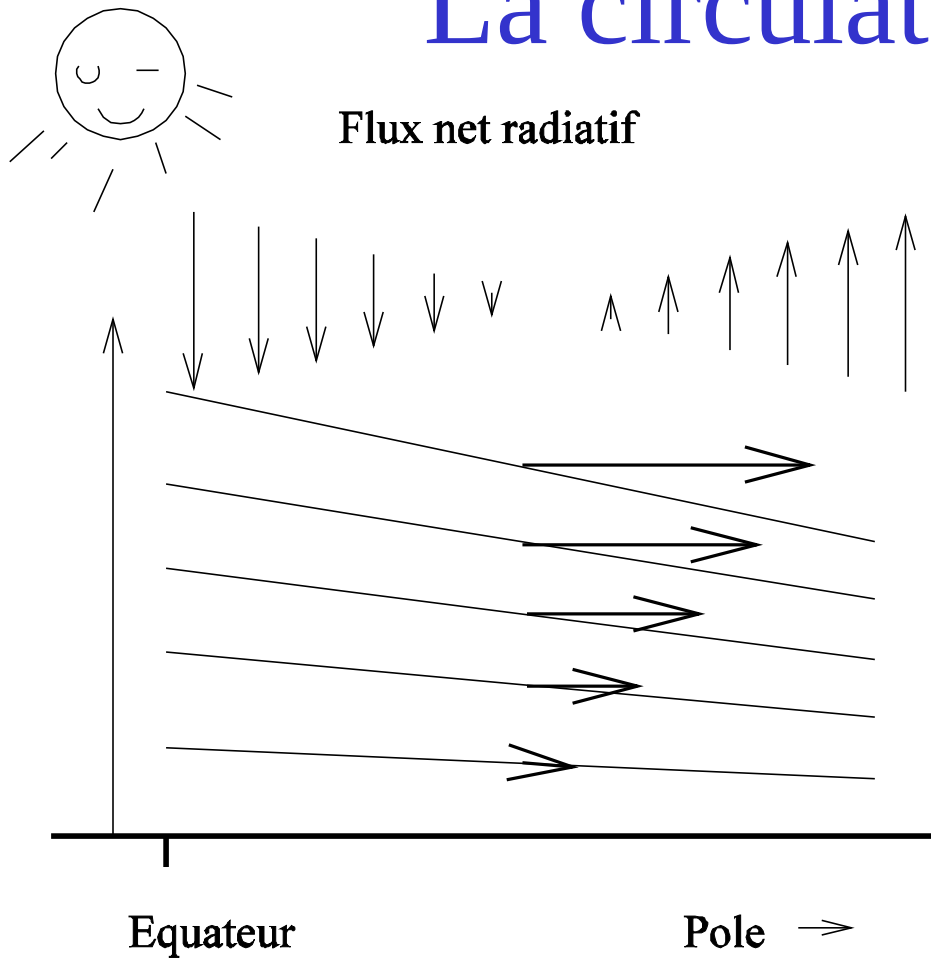
# La pression

**1) Pression hydrostatique** : elle baisse avec l'altitude



**2) Pression dynamique** : liée au mouvement des fluides. Ils se dirigent des hautes vers les basses pressions (en écart par rapport à l'équilibre hydrostatique). Ex: vases communicants

# La circulation de Hadley



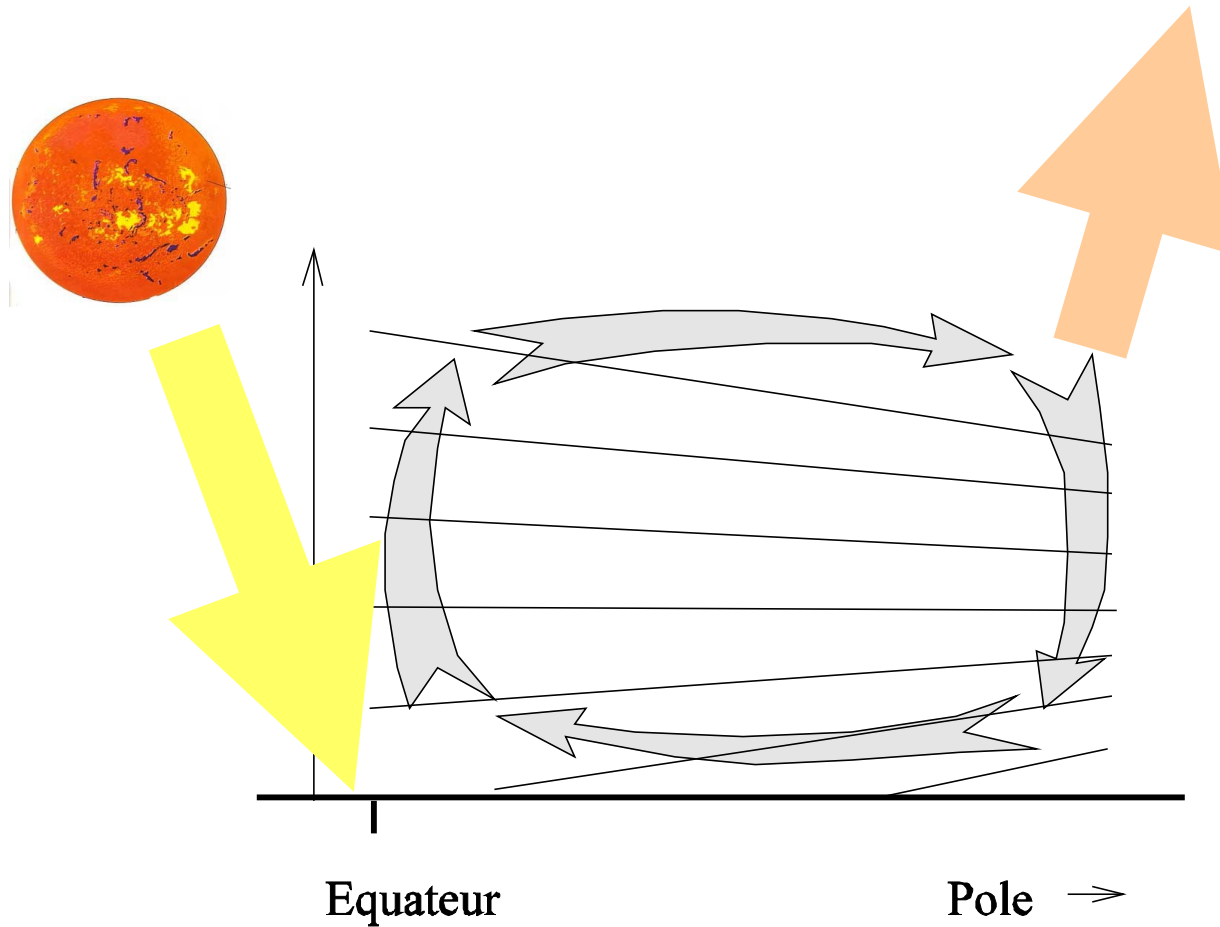
Variations latitudinales du flux radiatif net (en haut), courbes à pression constante ou isobares (les droites penchées), force de gradient de pression créée par l'inclinaison de ces isobares.

Représentation schématique de la cellule de Hadley

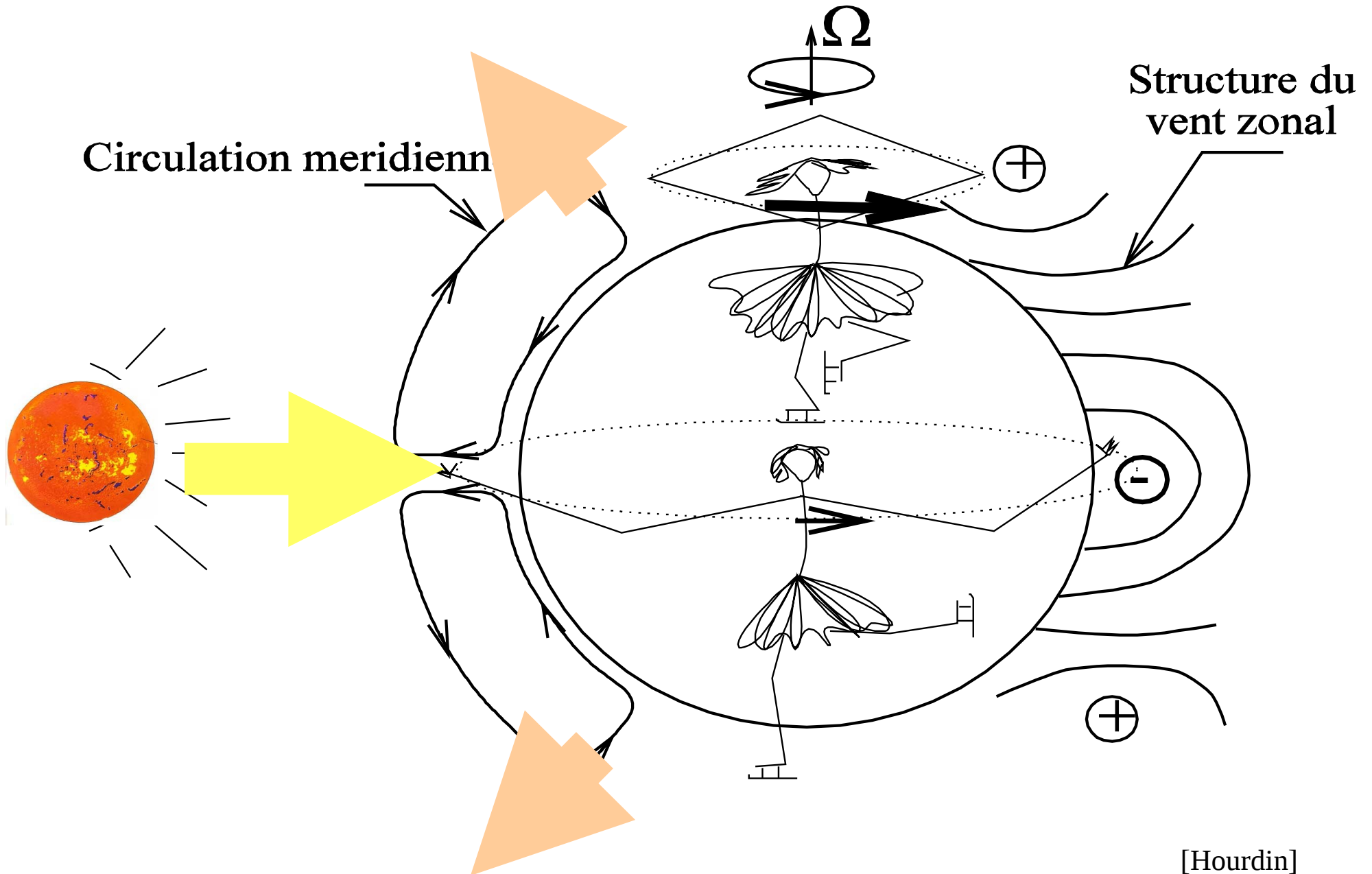
# La circulation de Hadley

Apport d'énergie par rayonnement solaire

Perte d'énergie par rayonnement infra-rouge



# Extension vers le nord de la cellule de Hadley

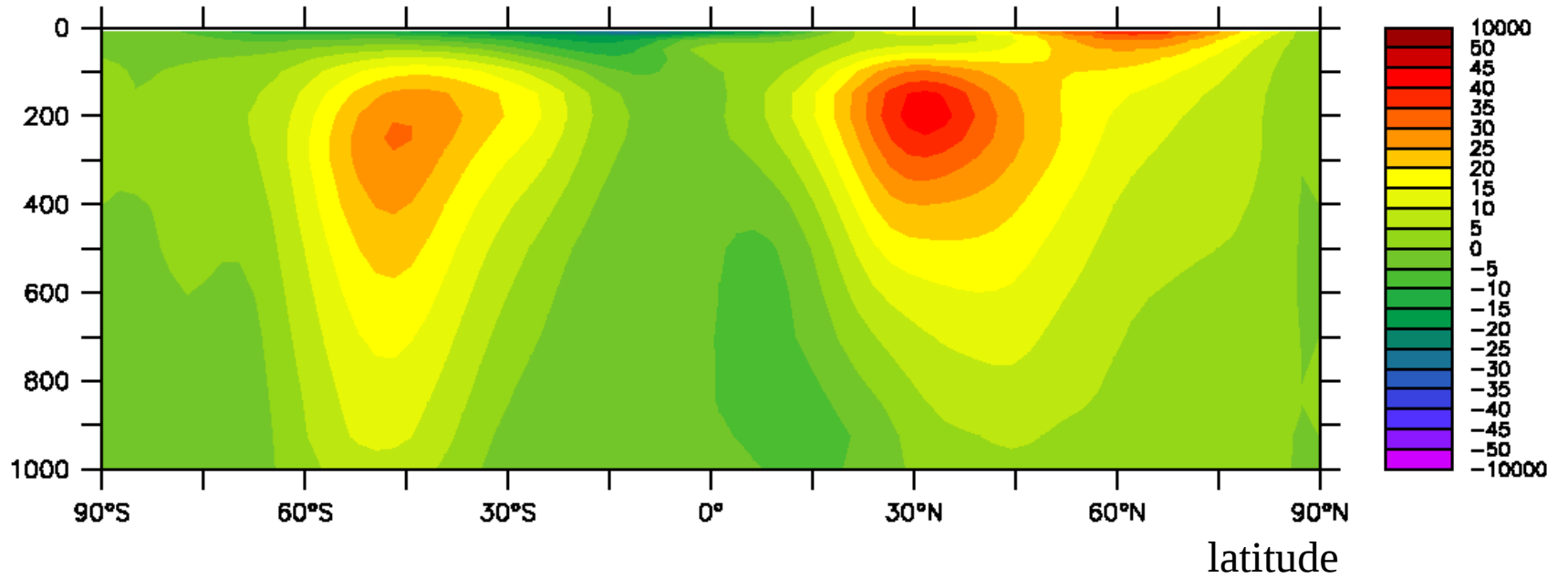




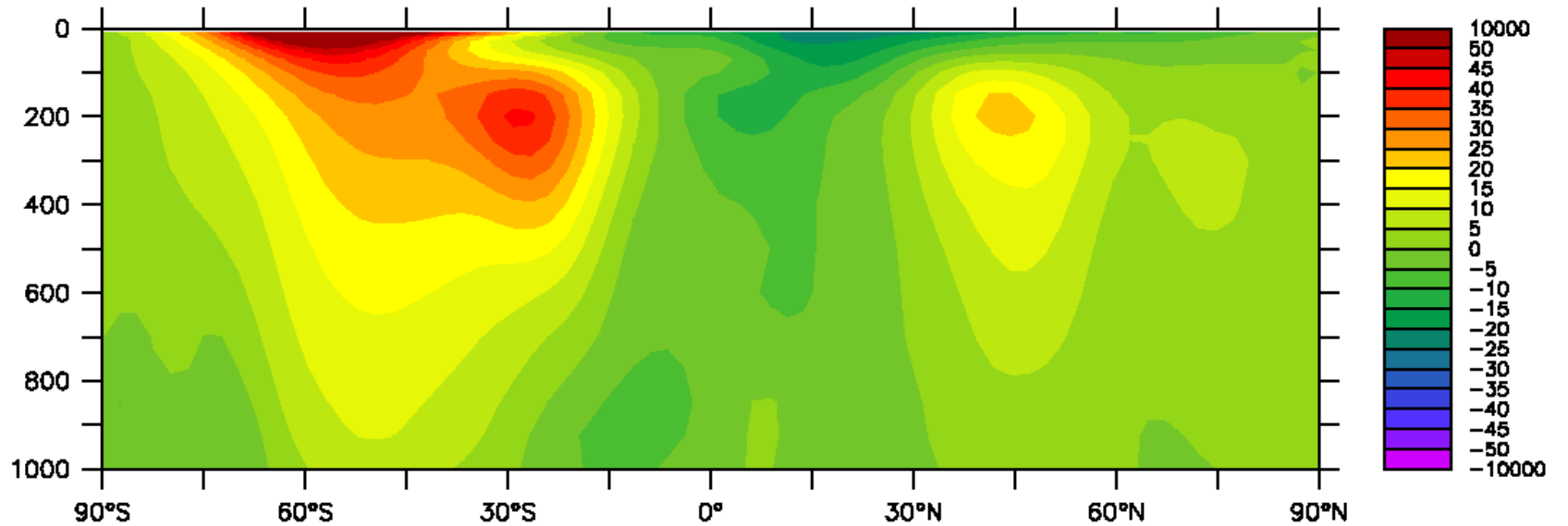
# Vents Zonaux

altitude (hPa)

Janvier



Juillet



# La circulation méridienne (Hadley)

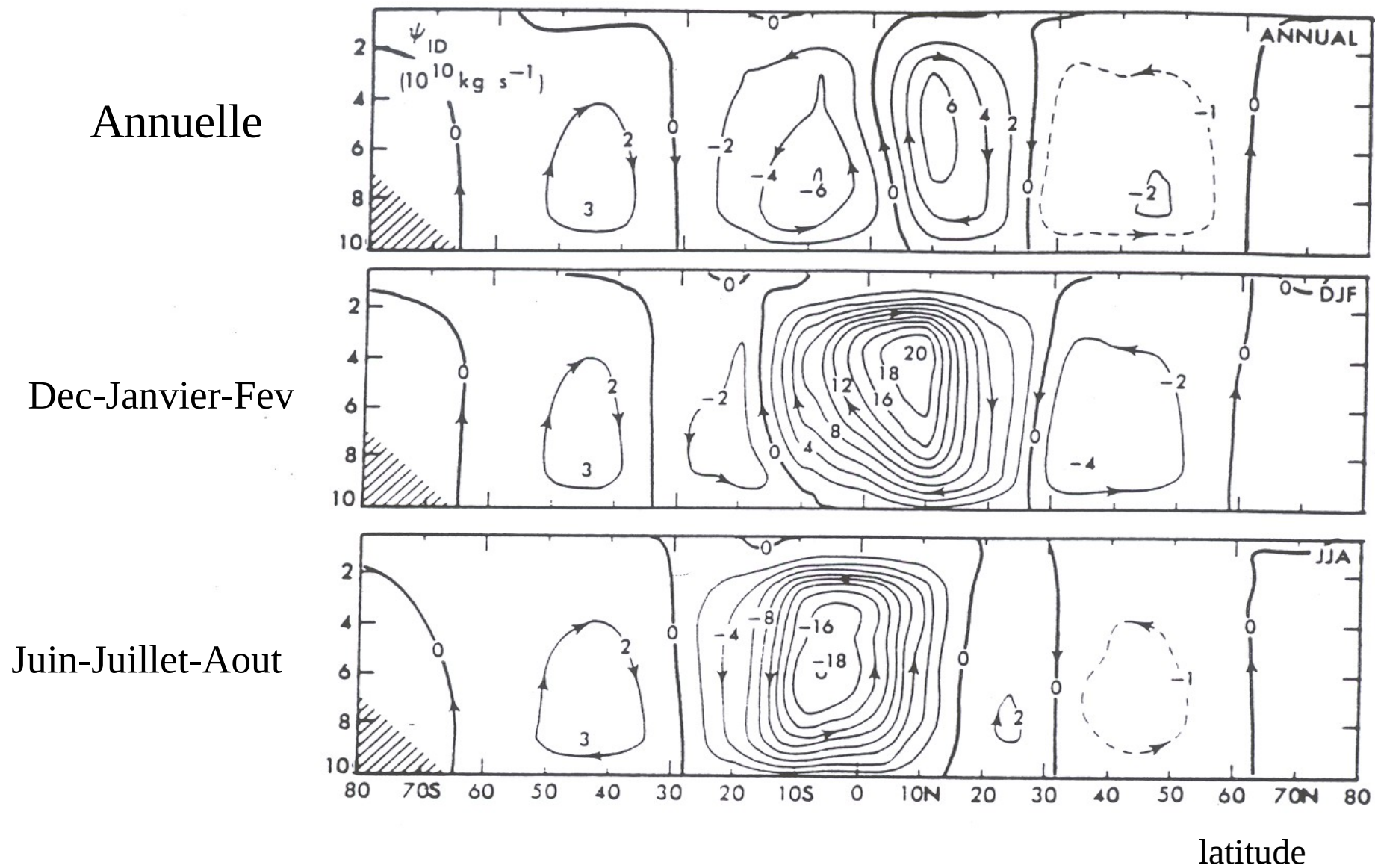
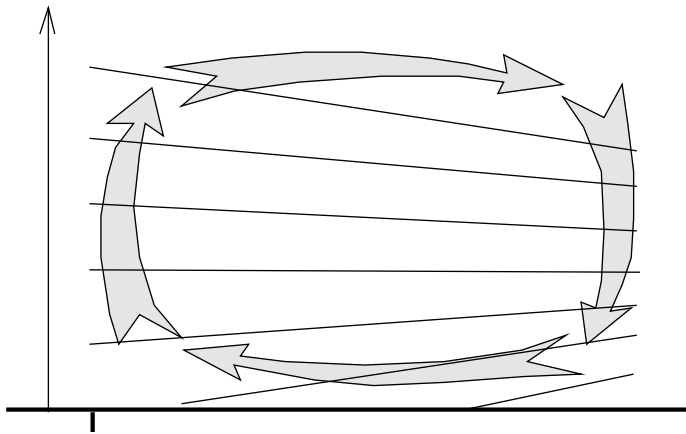


Figure I.9 *Mouvement méridien moyen, représenté par une fonction de courant dans le plan latitude, pression, d'après Peixoto et Oort [1992].*

# Circulation générale et pression de surface

**Juillet**



Équateur

Sub-tropiques

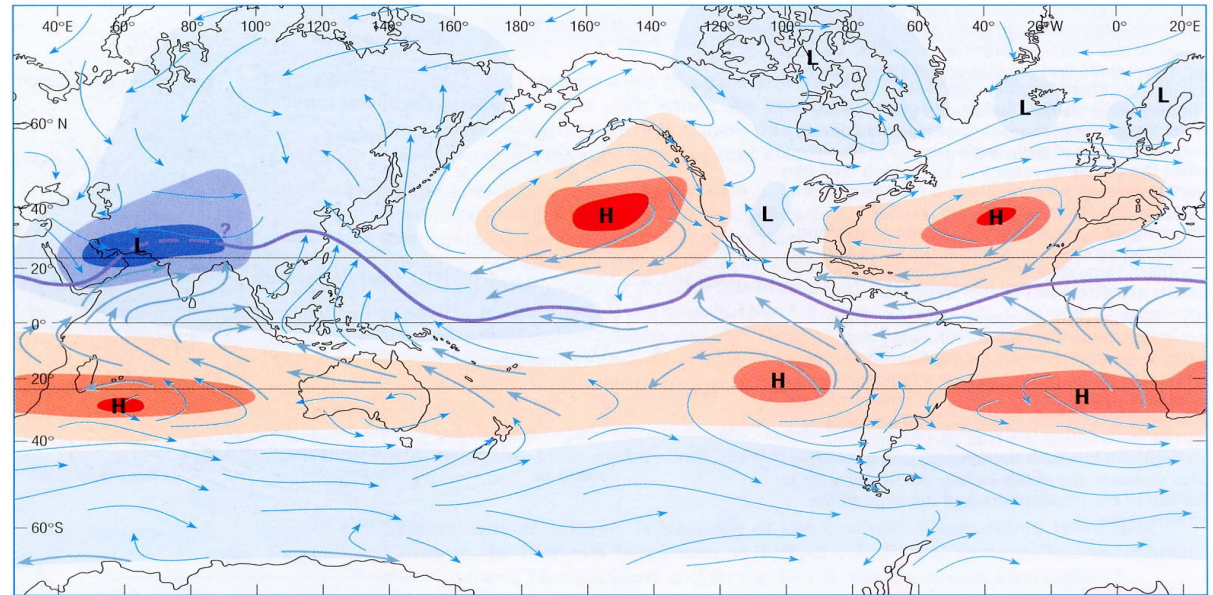
Basse pression

Haute pression

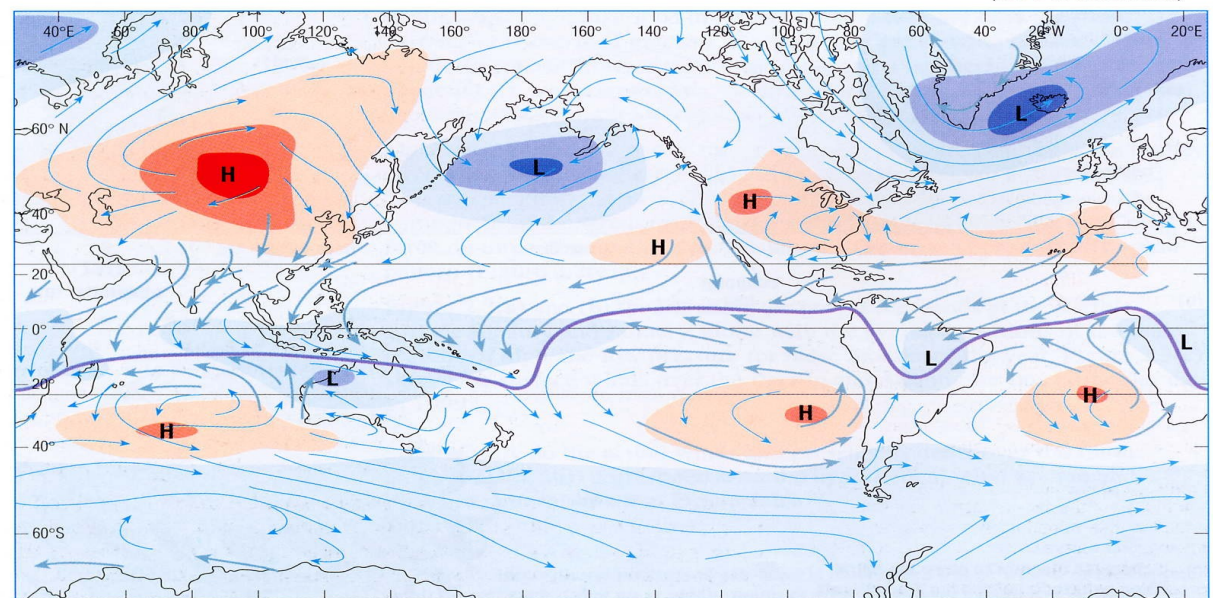
Ascendance

Subsidence

**Janvier**



(a) JULY KEY ——— mean position of ITCZ ——— most frequent wind direction ——— prevailing wind direction (≥50% of observations)



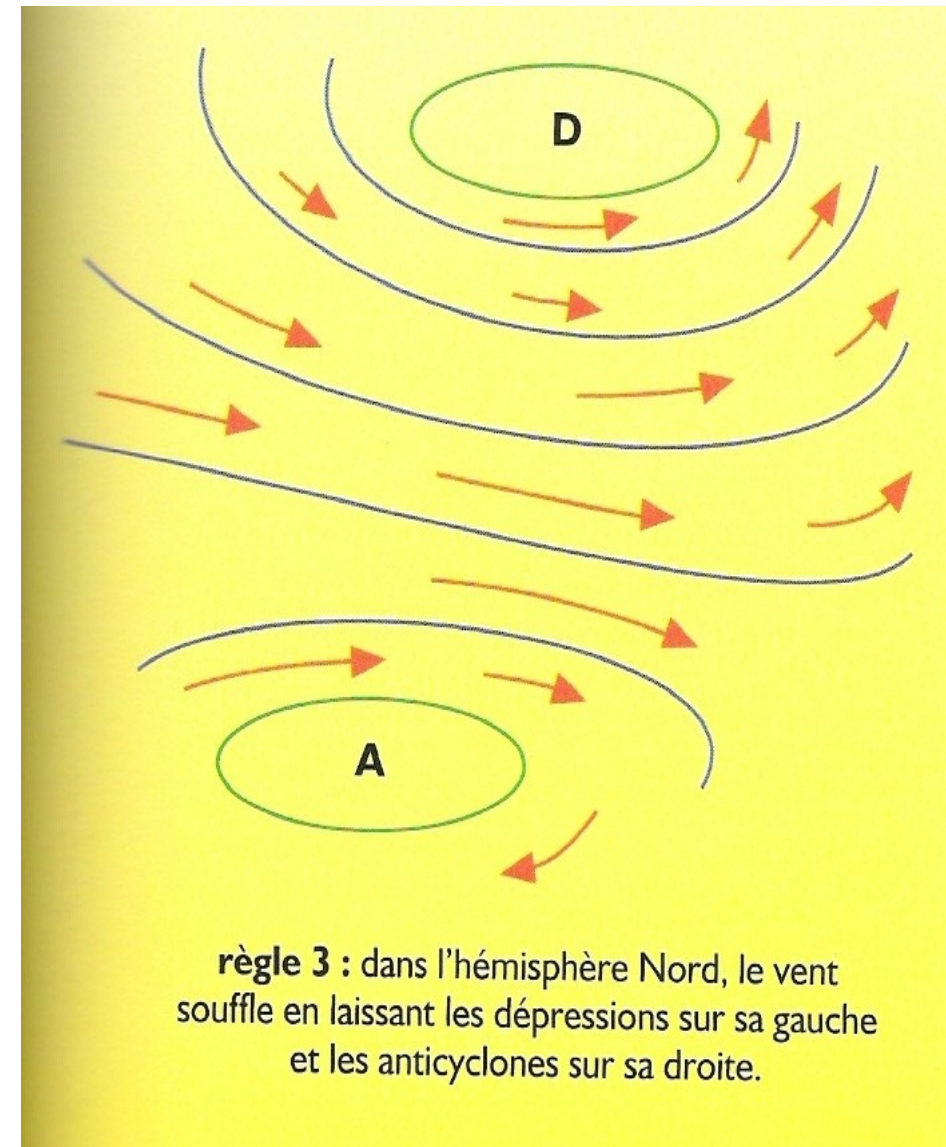
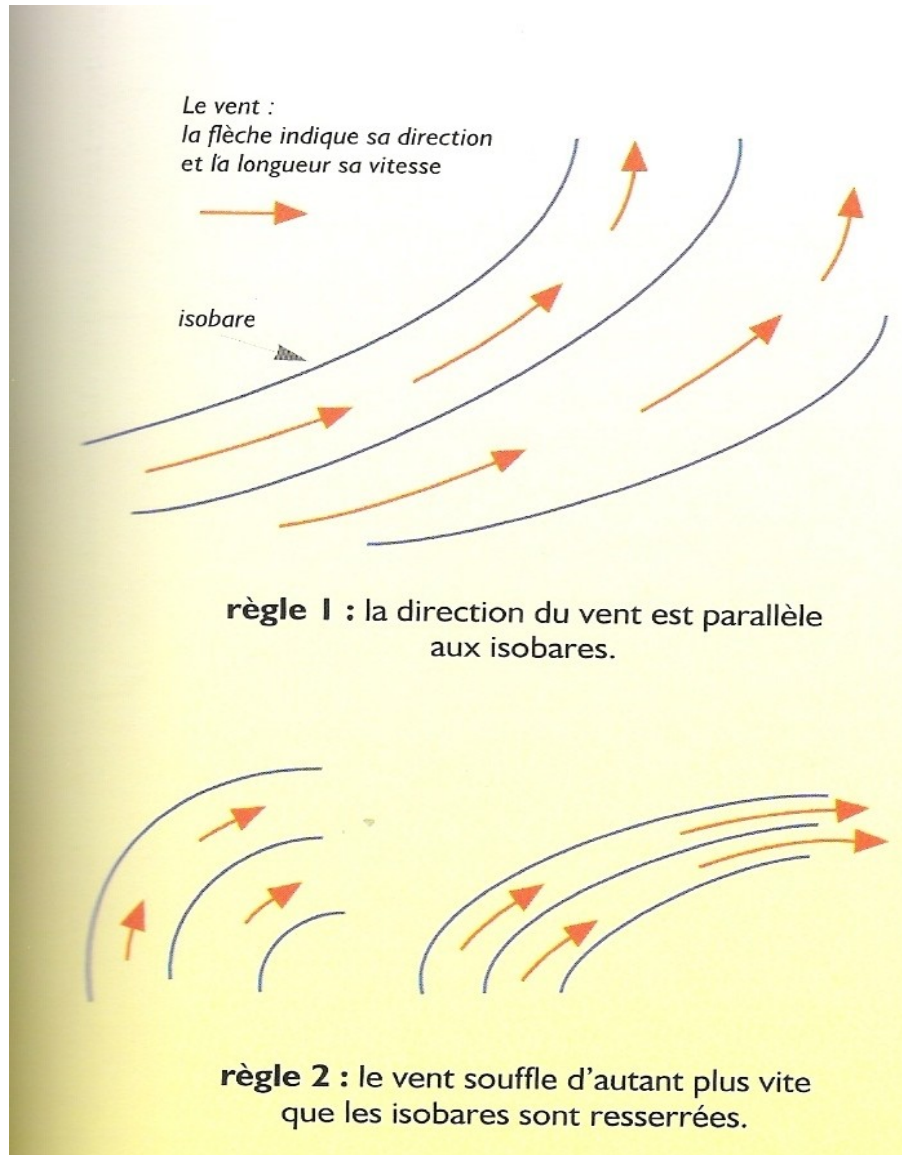
(b) JANUARY

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
  - transport d'énergie
  - circulation de Hadley-Walker
  - **circulation des moyennes latitudes**
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

# La circulation aux moyennes latitudes. Vent géostrophique

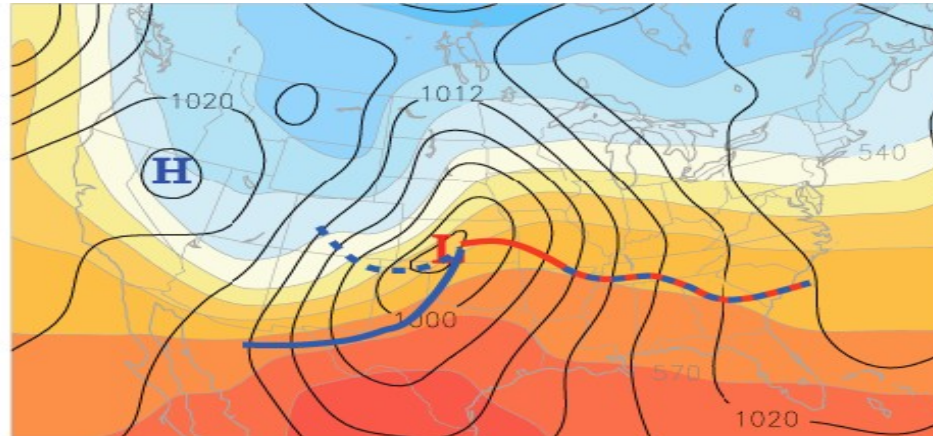
$$f \vec{k} \wedge \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p$$

Force de Coriolis = force de pression horizontale

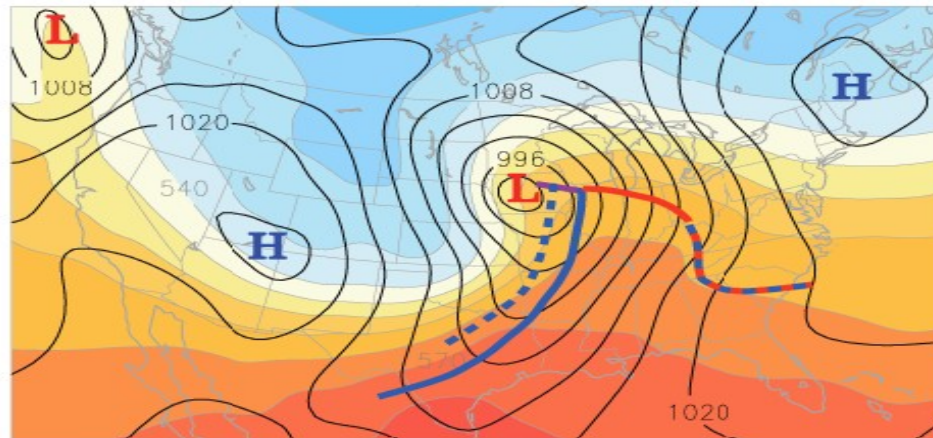


# Exemple d'évolution d'une dépression

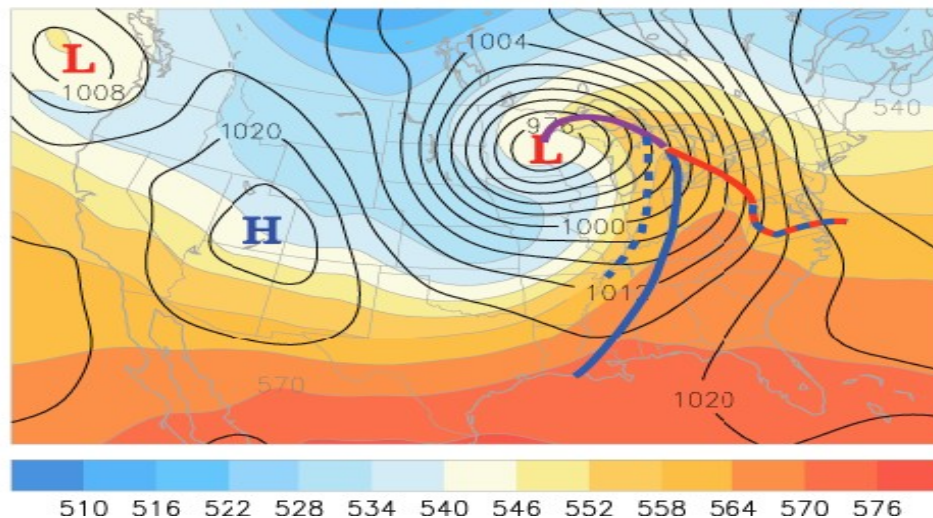
1.



2.



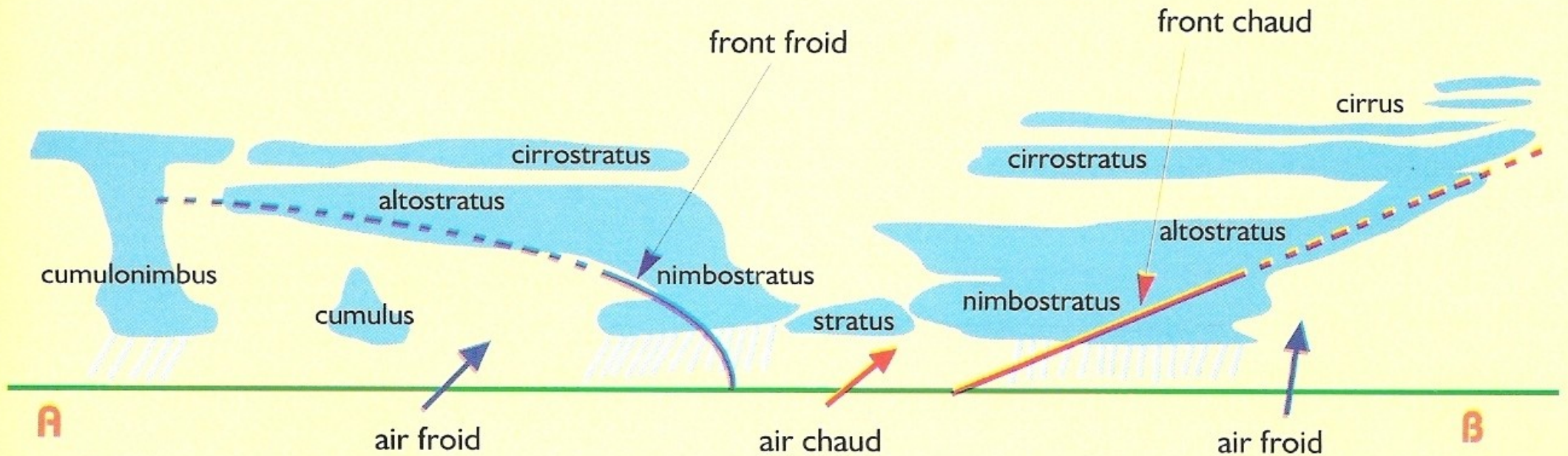
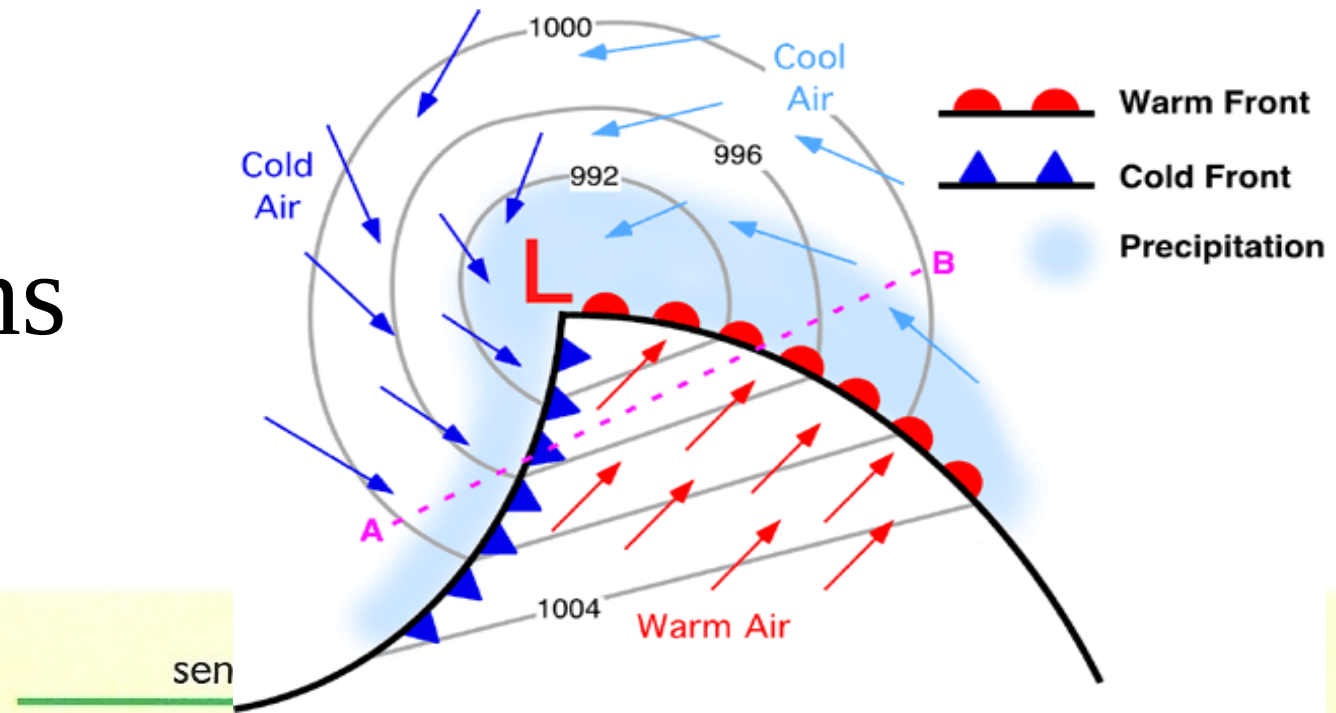
3.



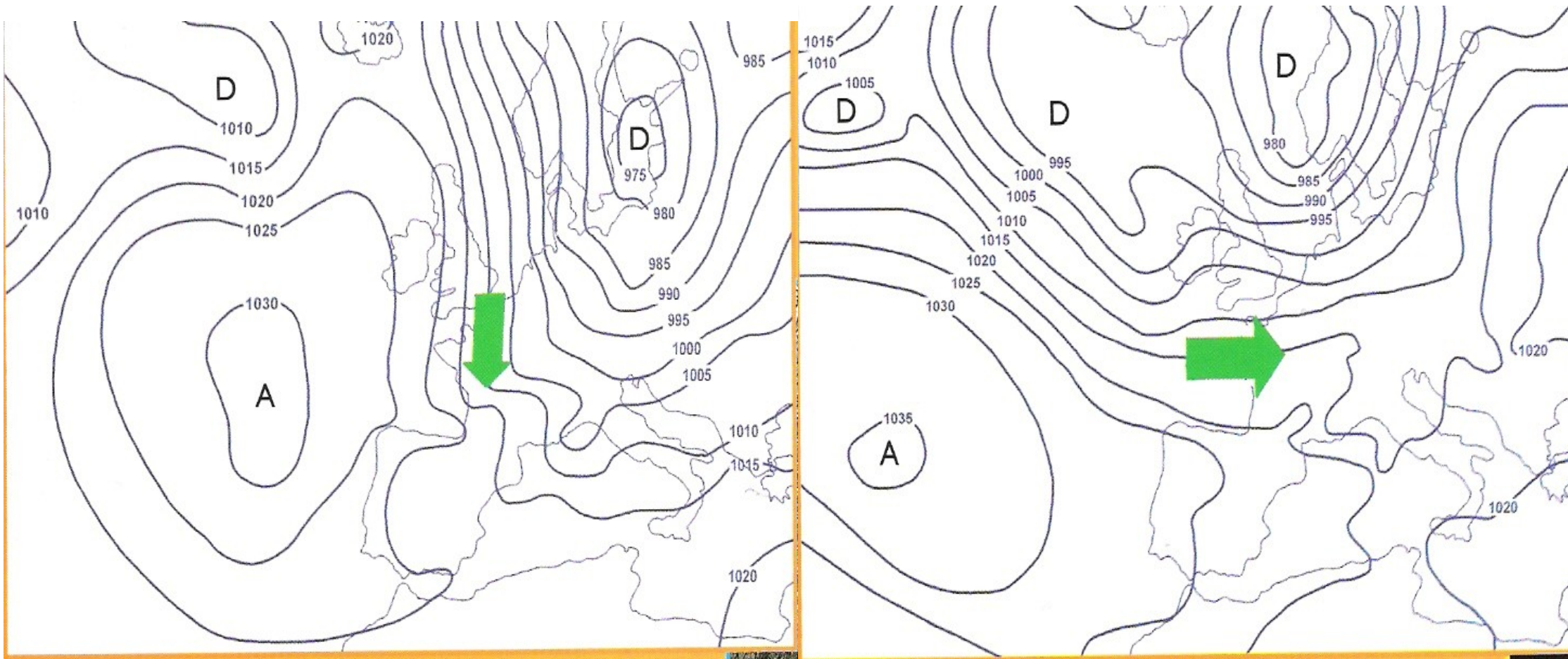
Droite:  
Pression à Z=0  
Epaisseur 1000-500hPa  
(=Température)

510 516 522 528 534 540 546 552 558 564 570 576

# Fronts, nuages et précipitations



# Pression, circulation



Ecoulement du nord:  
baisse des températures

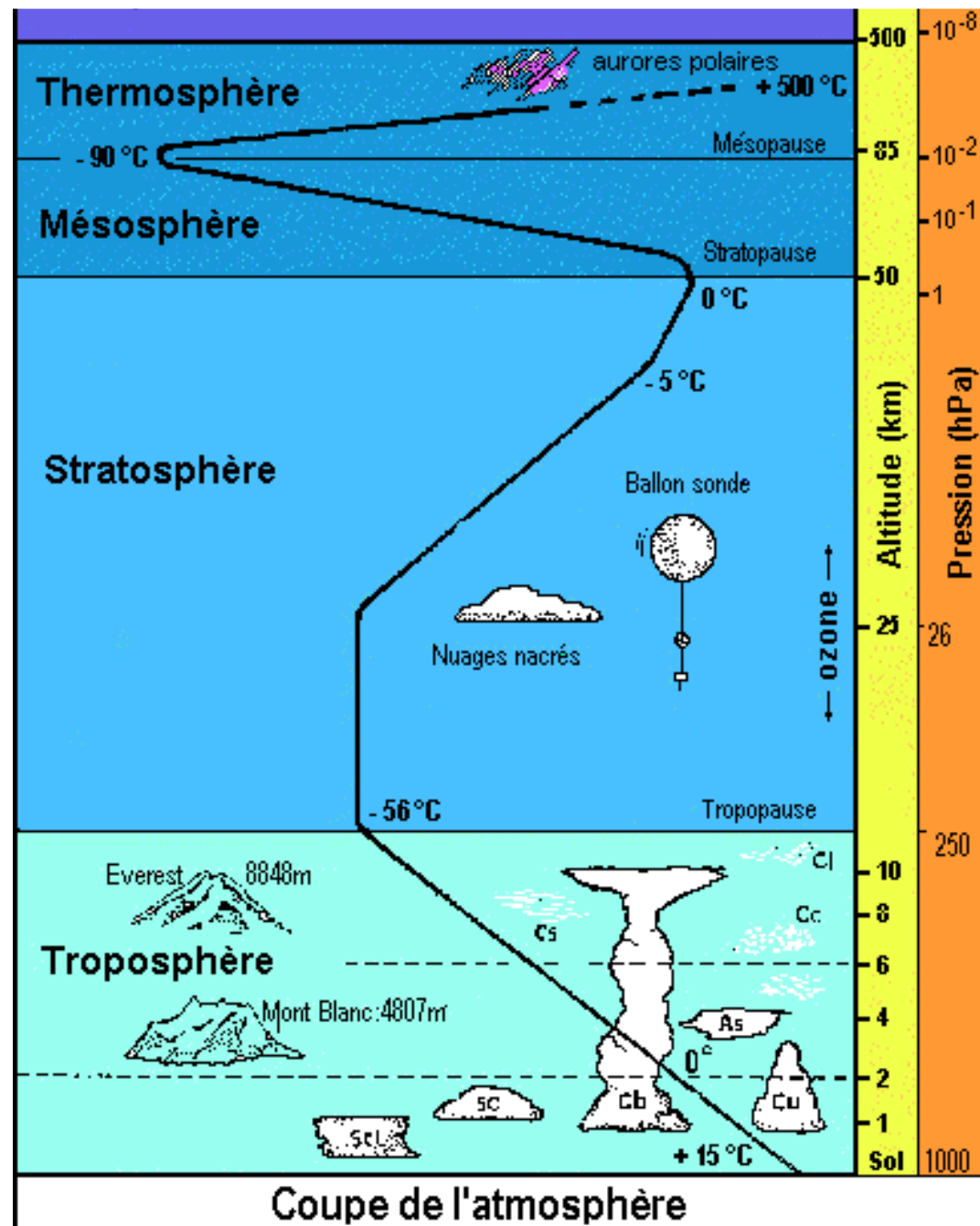
Ecoulement d'ouest:  
doux et humides



# Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

# Profil vertical de l'atmosphère



# Profil vertical de l'atmosphère

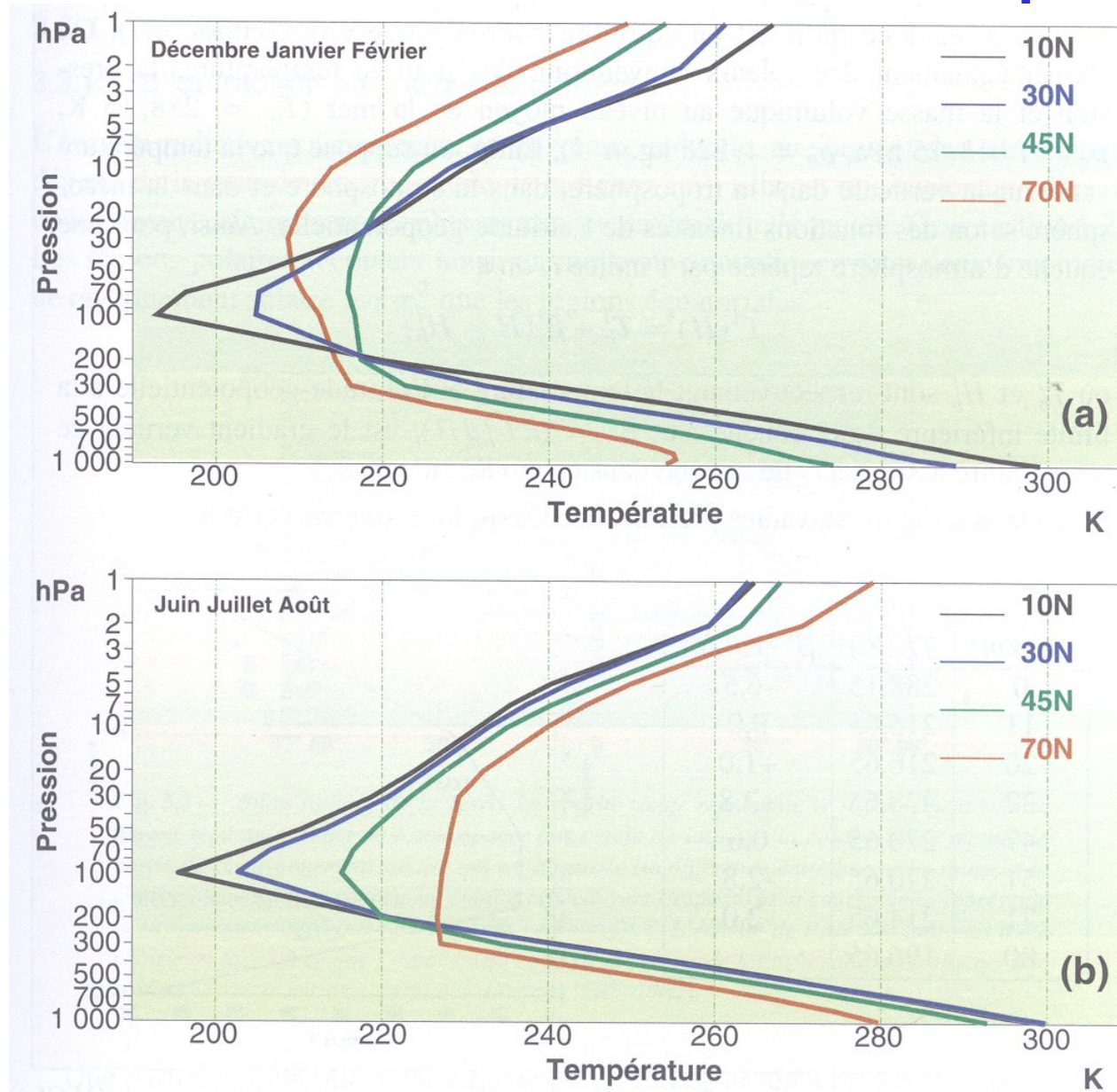


Fig. 3.2 — Profils verticaux de température moyenne entre 1 000 hPa et 1 hPa calculés à partir des réanalyses ERA40 aux 70N, 45N, 30N et 10N : (a) en hiver, (b) en été.

# Profil vertical de l'atmosphère

Trois concepts importants pour comprendre et interpréter le profil vertical de température dans la basse atmosphère (< 12 à 15km)

- 1) La pression hydrostatique baisse avec l'altitude
- 2) La température baisse quand la pression baisse
- 3) La pression vapeur saturante de l'eau diminue avec la température

# Profil vertical de l'atmosphère

## ***1) La pression hydrostatique baisse avec l'altitude***

Equilibre hydrostatique:  $-\rho g = \partial p / \partial z$

avec  $\rho$  : masse volumique de l'air ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )

$p$ : Pression (Pa)

$z$  : altitude (m)

$g$  : accélération due à la gravité ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ )

avec l'hypothèse des gaz parfaits  $p = \rho RT$

$\implies 1/p \partial p / \partial z = -g/RT$

Avec l'hypothèse d'atmosphère isotherme:

$\implies p = p_0 \exp(-zg/RT)$

# Profil vertical de l'atmosphère

## 2) *La température baisse quand la pression baisse*

- Conservation de l'énergie
- loi des gaz parfait
- mouvement adiabatique

$$\Rightarrow T/p^\kappa = \text{cte}$$

On définit la température potentielle  $\Theta = T(p_0/p)^\kappa$  ***invariante par ascendance adiabatique.*** ( $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ )

$\Rightarrow$  la température baisse avec l'altitude:  $\partial T/\partial z \cong -6 \text{ à } -8 \text{ K/km}$

Mont blanc : 4800m  $\Rightarrow$  -34K plus froid qu'en plaine : si  $20^\circ \Rightarrow -15^\circ\text{C}$

Mont Everest: 8800m  $\Rightarrow$  -60K plus froid qu'en plaine : si  $20^\circ \Rightarrow -40^\circ\text{C}$

Avion : 10000m  $\Rightarrow$  -70K plus froid qu'en plaine : si  $20^\circ \Rightarrow -50^\circ\text{C}$

# Profil vertical de l'atmosphère

## 3) La pression de vapeur saturante de l'eau diminue avec la température

Equation de Clausius Clapeyron

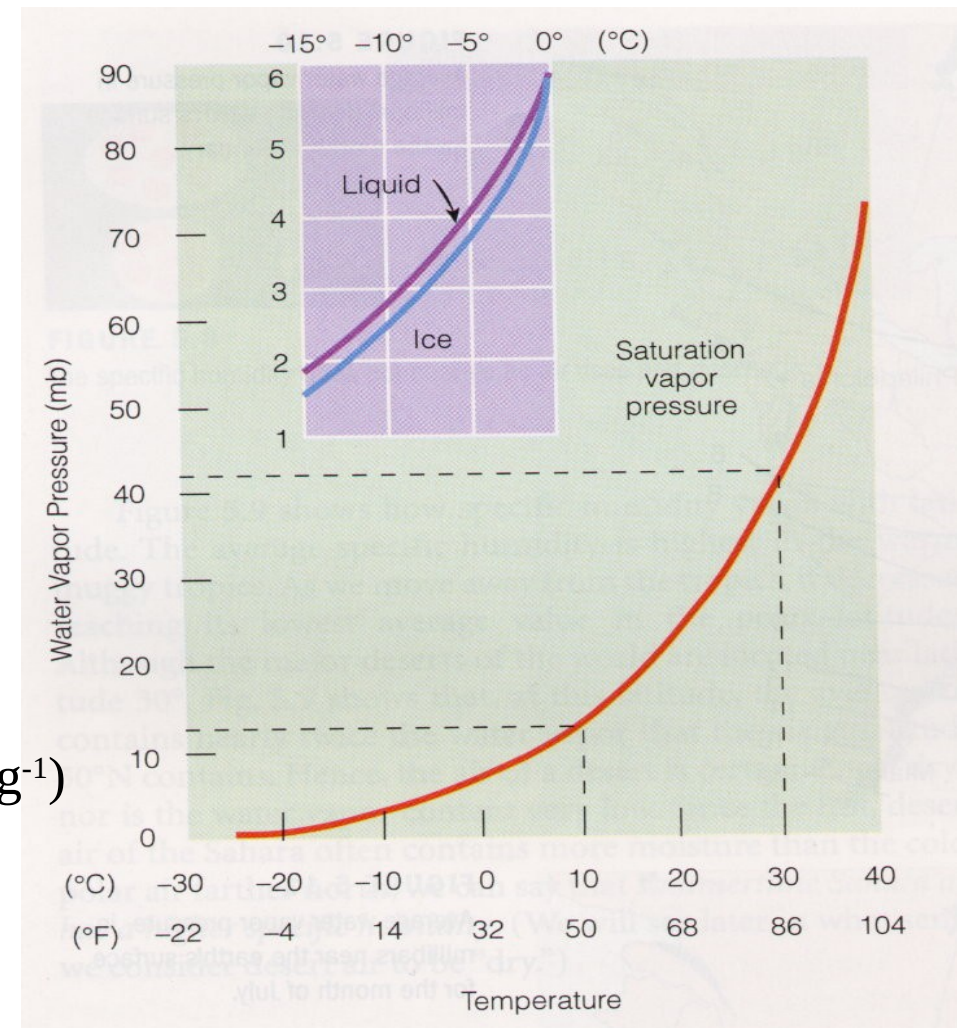
$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_{c,s}}{R_V T^2}$$

$e_s$  : pression de vapeur saturante sur une surface plane

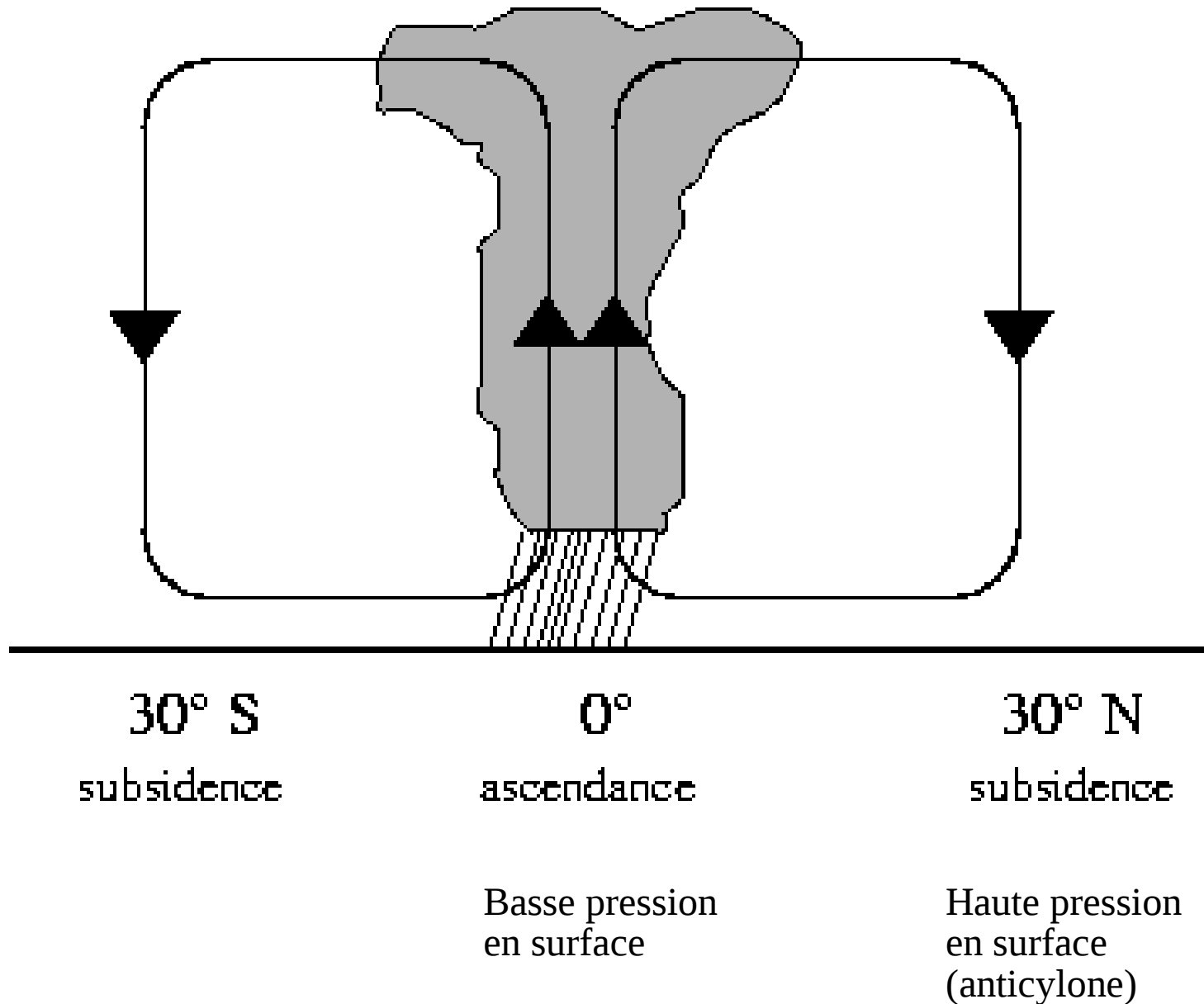
$R_V$ : constante des gaz pour la vapeur d'eau ( $461 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ )

$L_{c,s}$ : chaleur latente de évaporation/sublimation

$T$  : température (K)



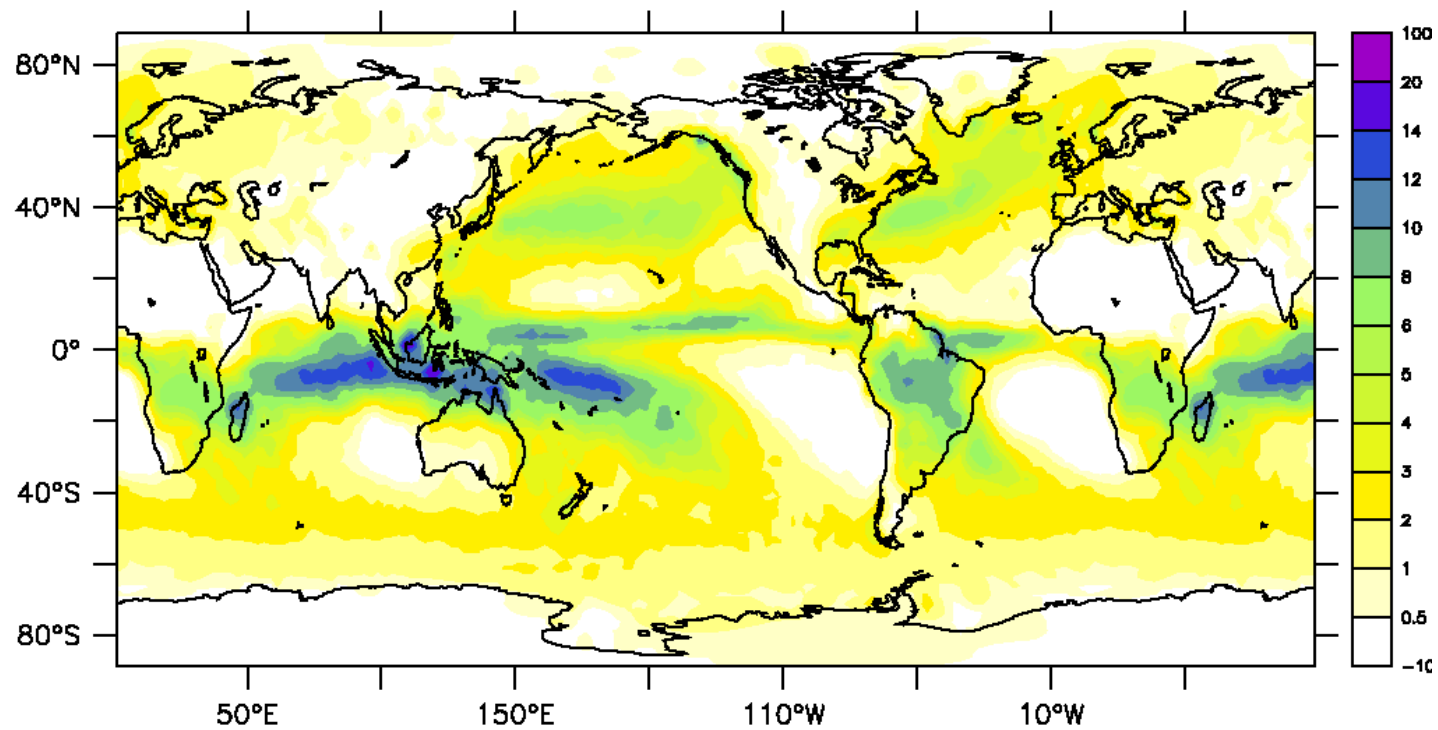
# La circulation de Hadley



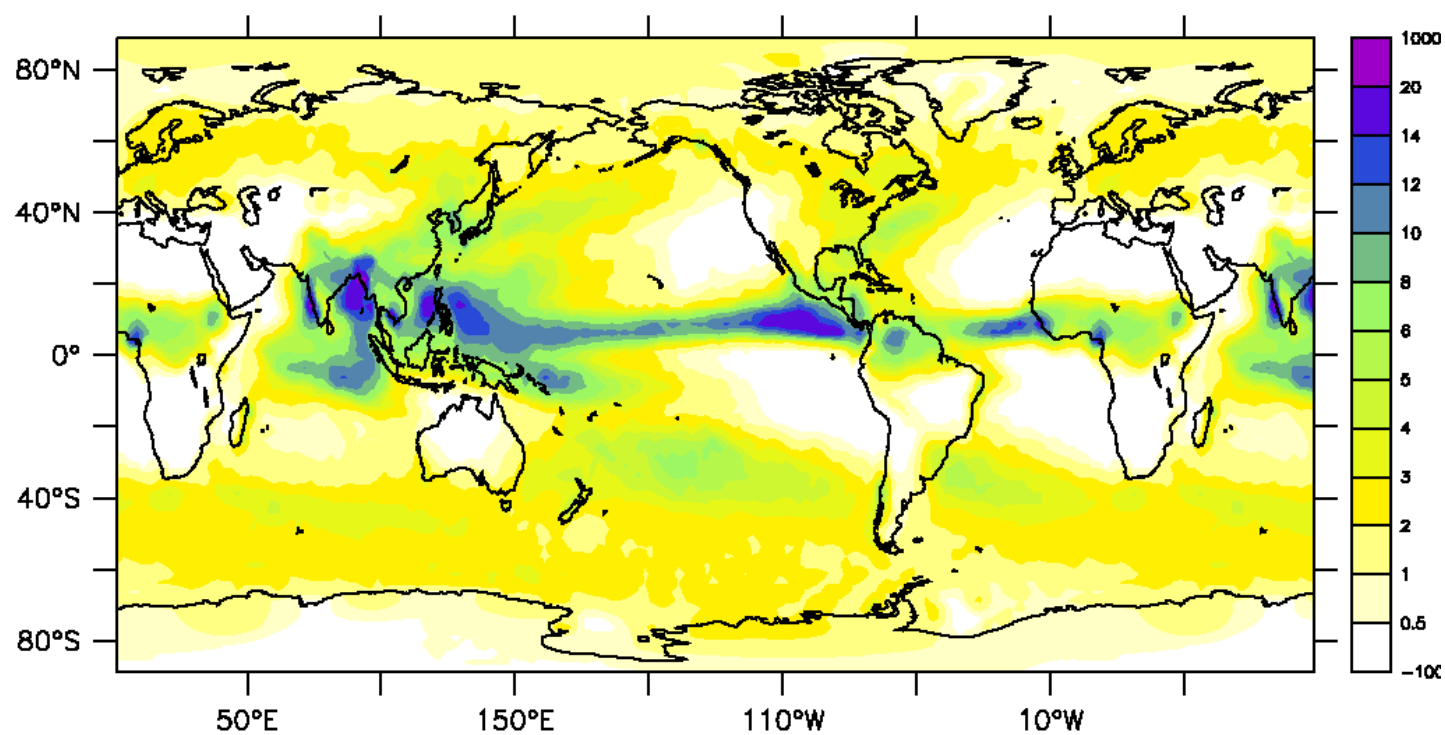


# Précipitations (mm/j)

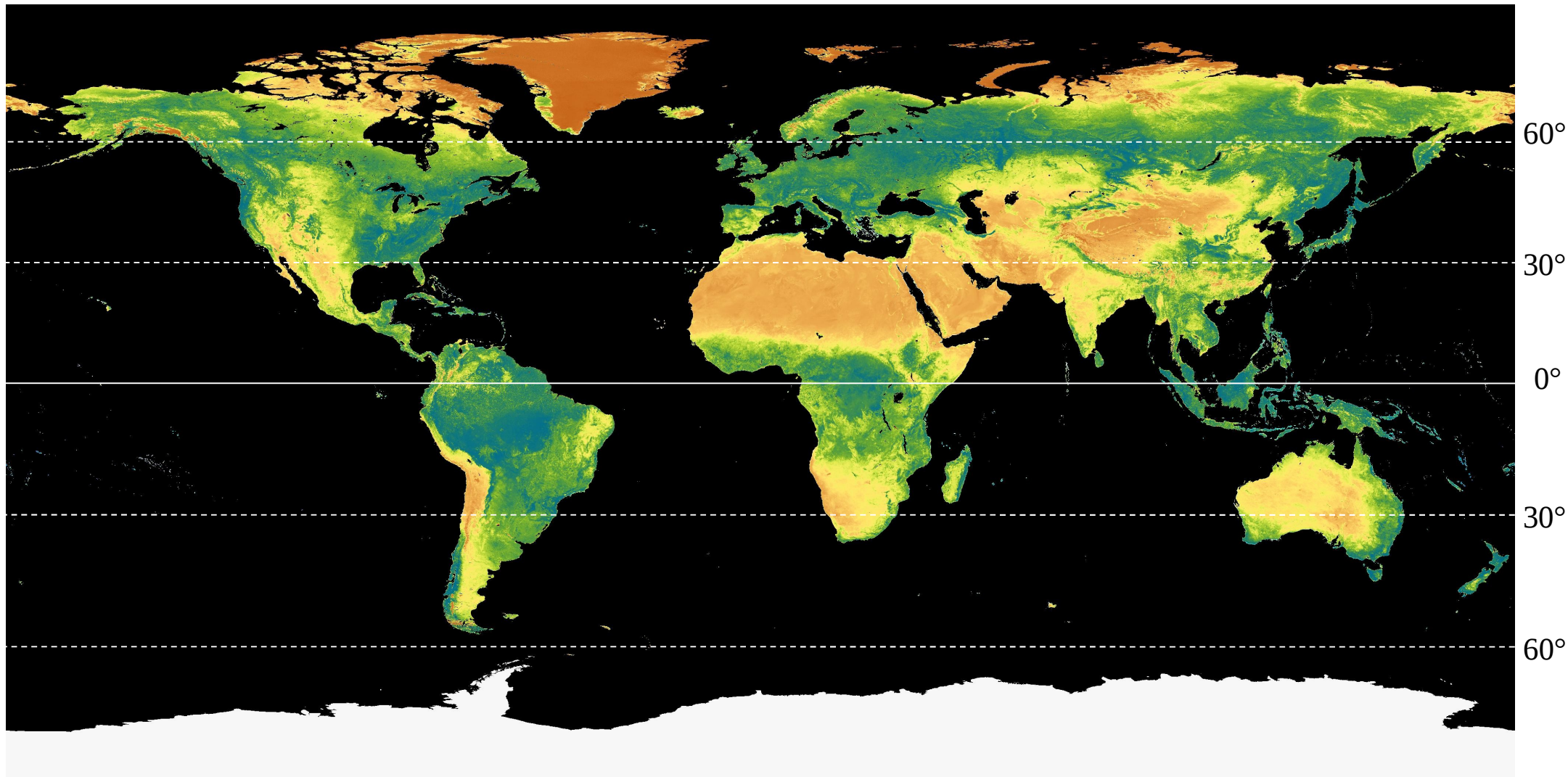
Janvier



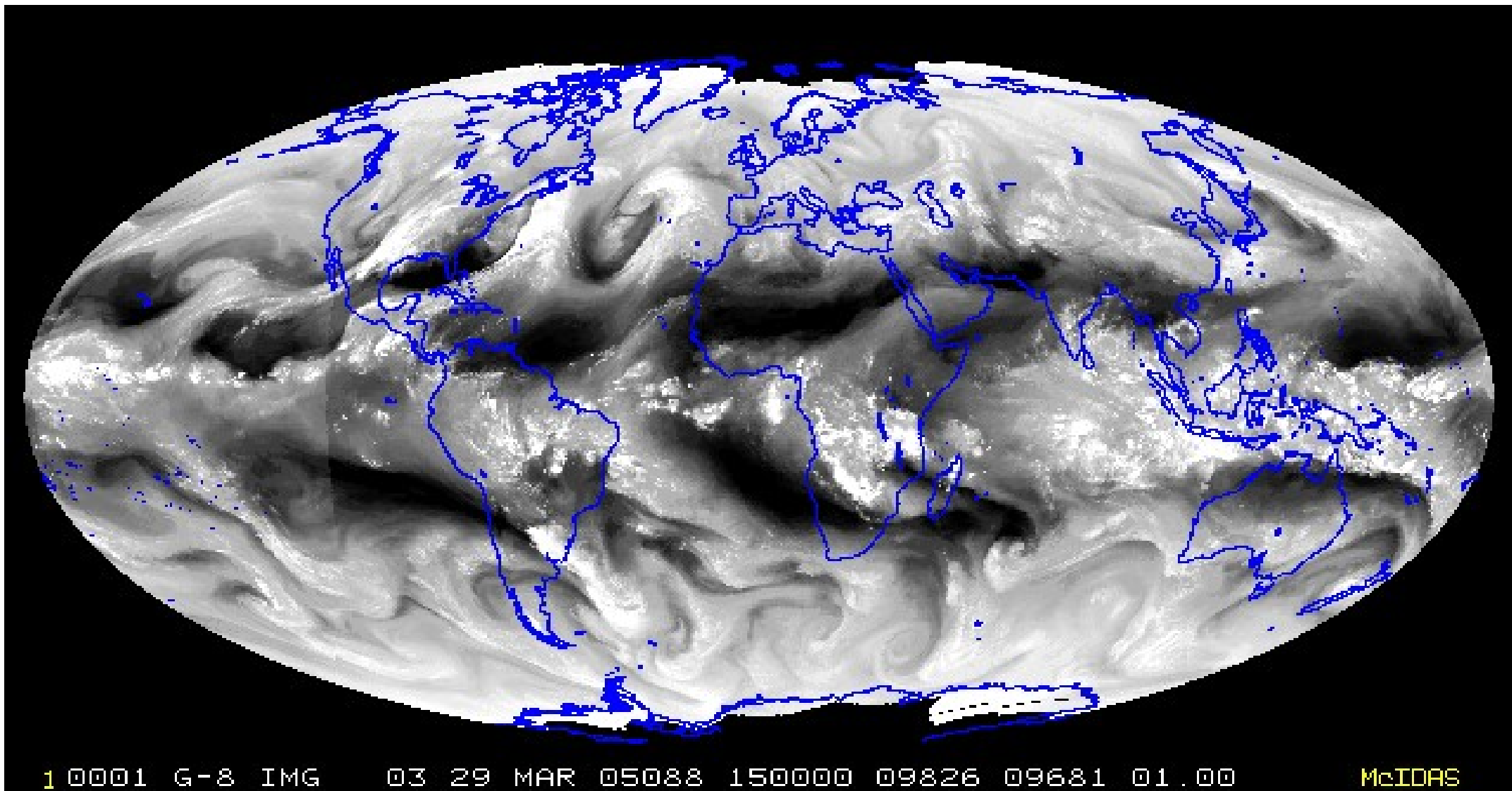
Juillet



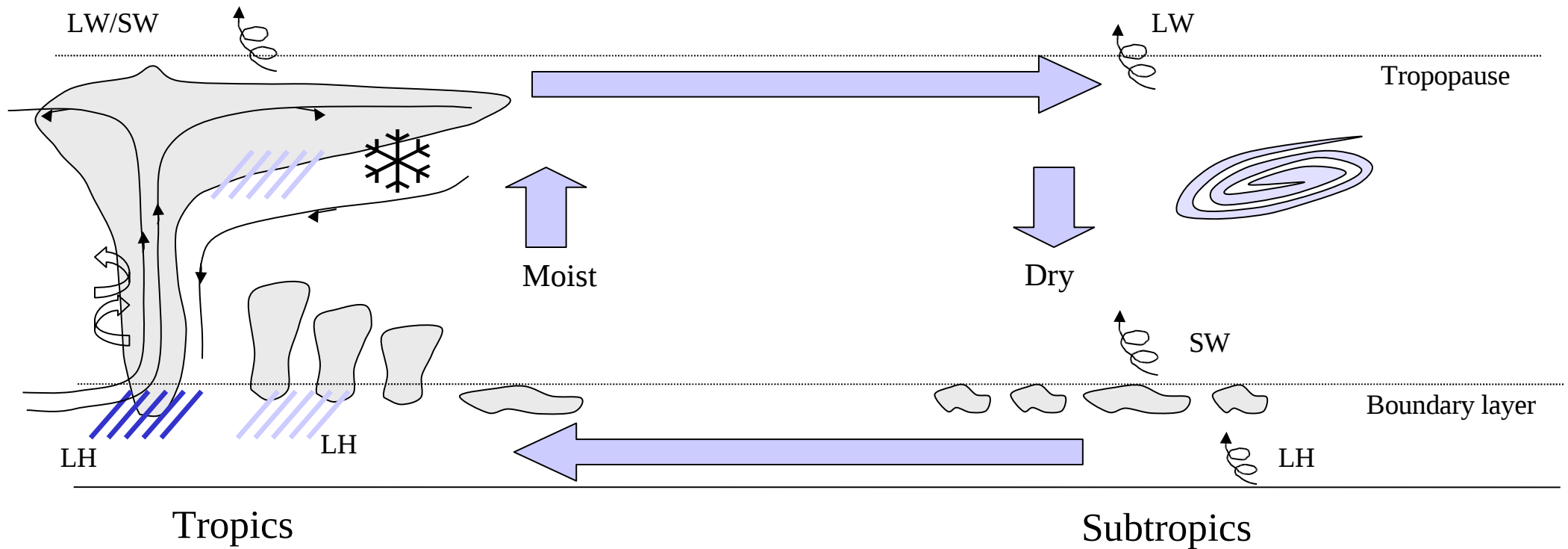
# La circulation générale atmosphérique vue à travers la distribution spatiale de la végétation



# Météosat canal vapeur d'eau 29 Mars



# Circulation générale et nuages



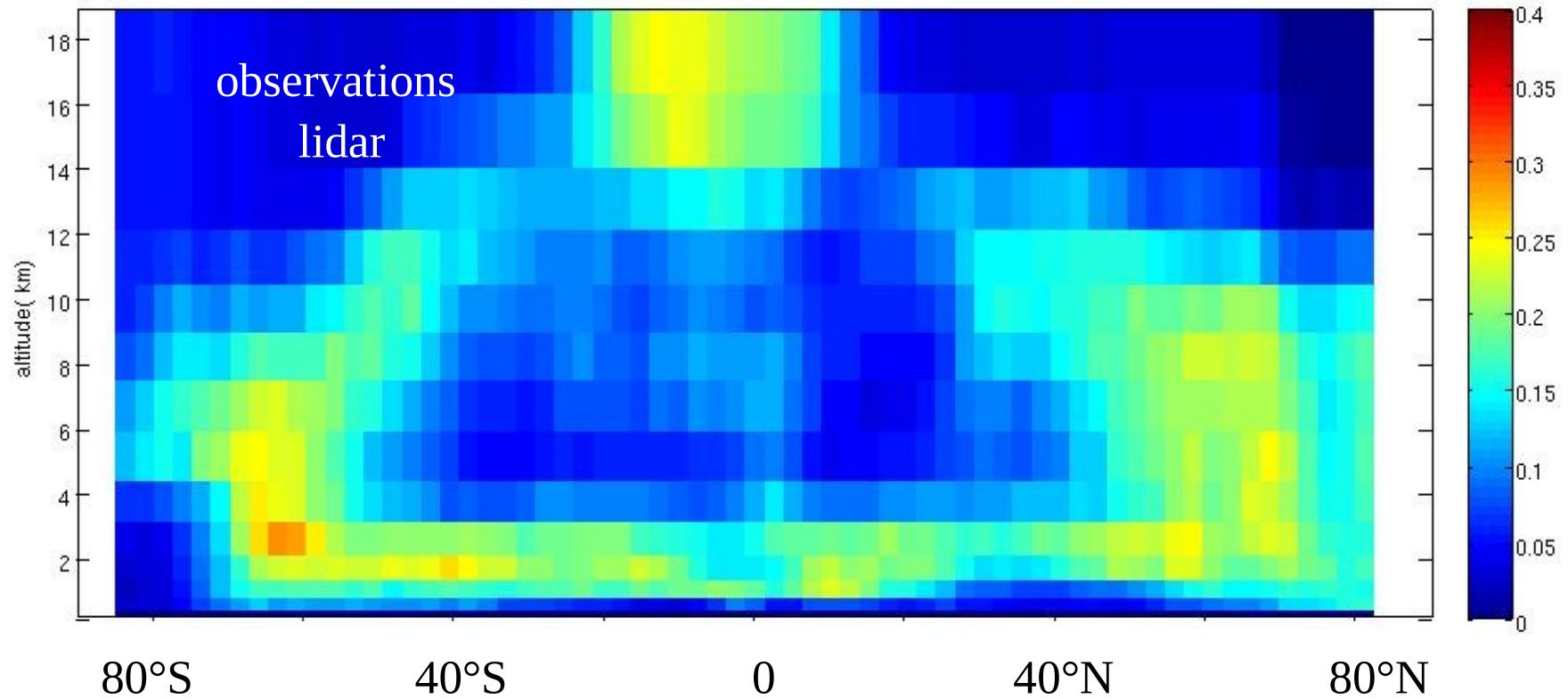
**Idéalisation bi-dimensionnelle de la circulation tropicale**

# Fraction nuageuse (observations CALIPSO)

jan-fév-mars

Moyenne zonale  
couverture nuageuse

Altitude  
(km)



Latitude

# Plan

- Echanges radiatifs et effet de serre
- Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique
- Circulation atmosphérique et cycle de l'eau
- **Modélisation du climat et estimation des changements climatiques**

# Modélisation numérique 3D du climat

- Modèles météorologiques / modèles climatiques
- Les différentes composantes d'un modèle climatique
- Comment et pourquoi développe-t-on un modèle climatique?
- Comment « tourne » un modèle?
- Quels sont les « forçages » de ces modèles?

# Pourquoi des modèles climatiques?

## Quelle complexité?

Les modèles numériques de climats:

- sont basés sur des équations physiques, avec un certains nombres d'approximation (ce ne sont pas des outils d'extrapolation d'observations existantes);
- sont des outils permettant de réaliser des simulations numériques, avec différents états initiaux, différentes conditions aux limites, différentes hypothèses, différentes valeurs de paramètres...
- permettent d'éprouver différentes hypothèses: analyse de la compatibilité des observations avec les résultats de simulations, basées sur des hypothèses différentes?



# Modélisation météorologique/climatique

- *un objet d'étude commun, des objectifs d'étude différents*

même outil de modélisation de base, mais avec des approximations différentes pour répondre à des objectifs différents:

- météo: problème de prévisibilité, de définition d'état initial
- climat: problème de solution « asymptotique », de sensibilité à des perturbations

- *prévision météorologique / projection climatique*

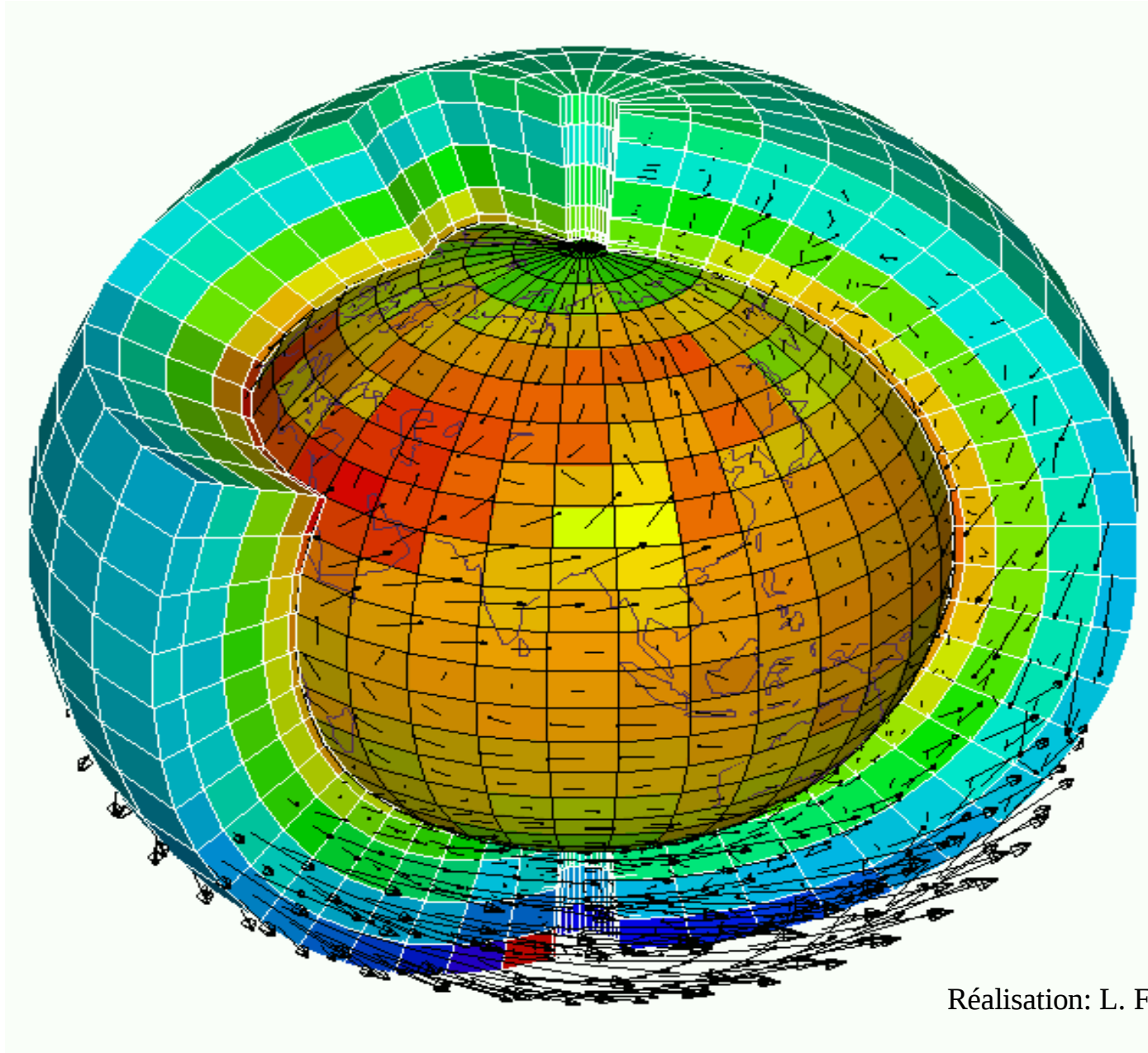
ou comment faire du climat quand on ne sait pas prévoir le temps à plus de quelques jours

ex: variation d'un jour à l'autre / variation d'une saison à l'autre

hypothèse de base de la climatologie: le climat est une superposition d'une composante déterministe et d'une composante purement aléatoire

# Modélisation numérique 3D du climat

## Discrétisation et résolution numérique



# Modèles de circulation générale (GCM)

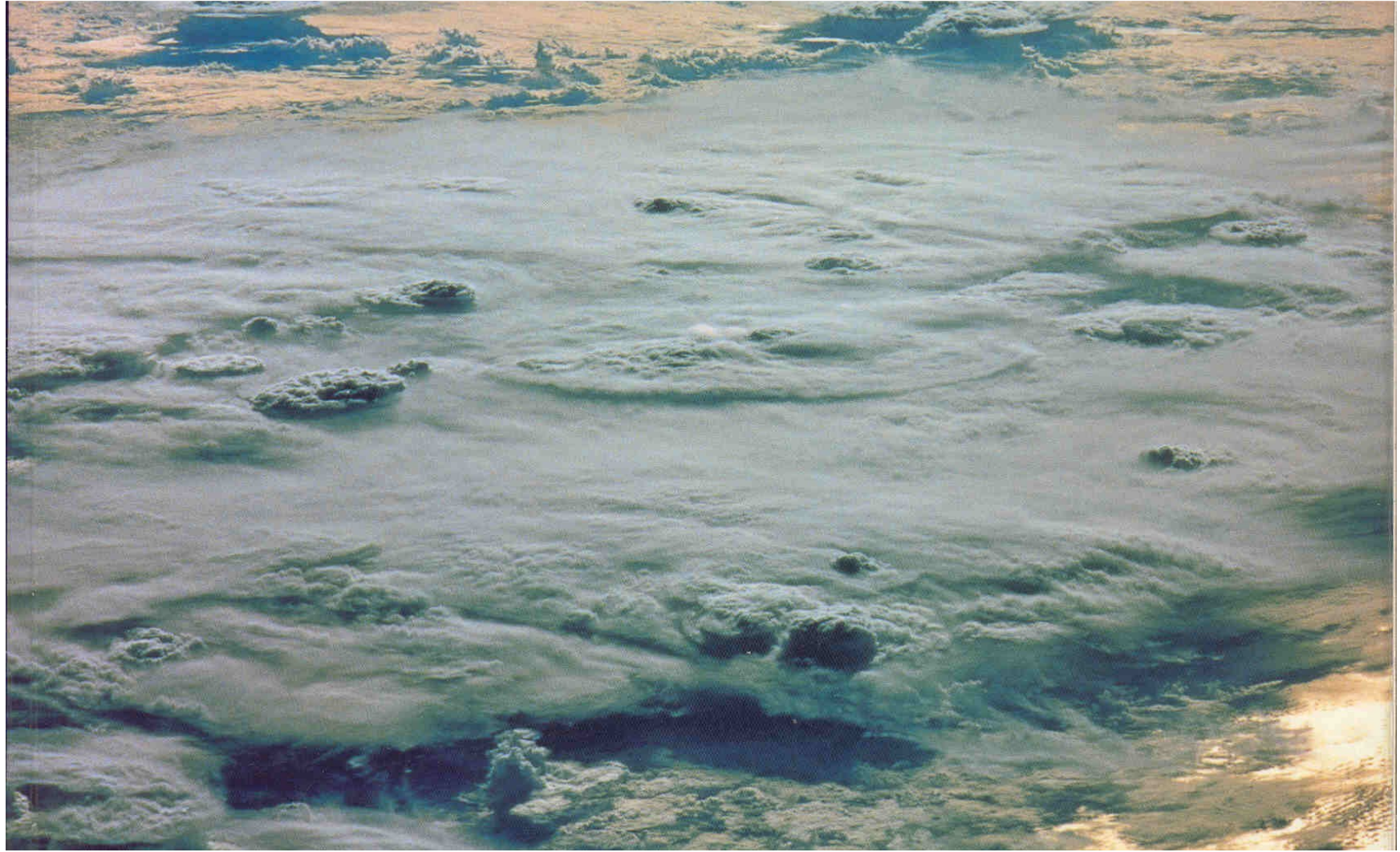
## Equations de GCM atmosphérique (extraits)

### Equations dynamiques en coordonnées pression

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \partial_t \vec{V} = \underbrace{-(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}}_{\text{transport}} - \omega \partial_p \vec{V} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{gravité}} - \underbrace{f \vec{k} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} + \underbrace{\vec{S}_V}_{\text{Sources}} \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \partial_p \omega = 0 \\
 \partial_t q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q - \omega \partial_p q + \underbrace{S_q}_{\text{Sources}}
 \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l}
 \Phi = gz \quad \text{geopotentiel} \\
 \omega = \partial_t p \quad \text{vitesse vert.} \\
 q = \text{humidité spécifique}
 \end{array} \right. \quad (1)$$

$\vec{S}_v$  et  $S_q$ : termes source déterminés par les **paramétrisations physiques** :

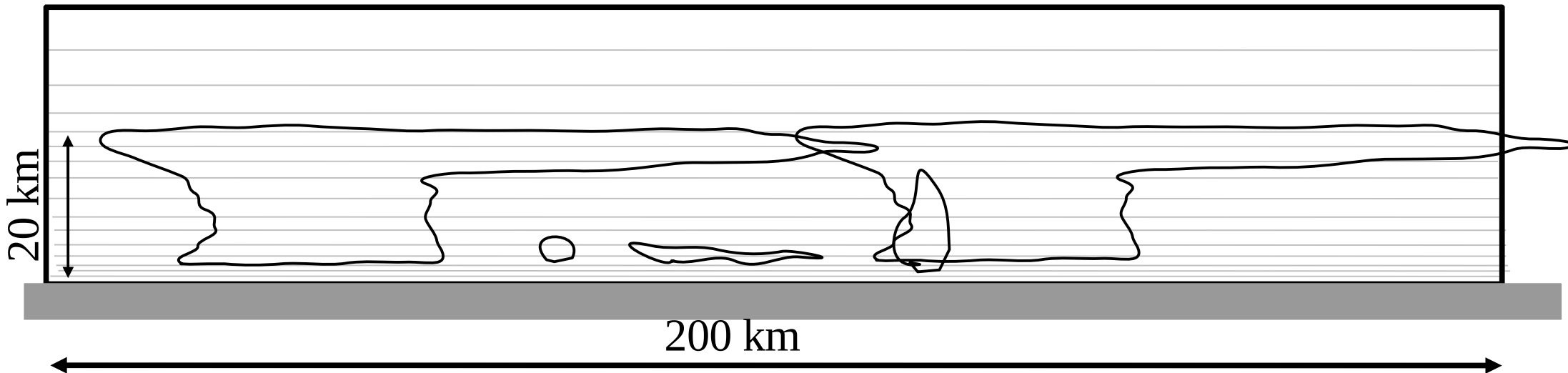
- couche limite planétaire
- convection profonde (Gros cumulus et cumulonimbus)
- nuages
- processus radiatifs
- orographie
- sol . . . . .



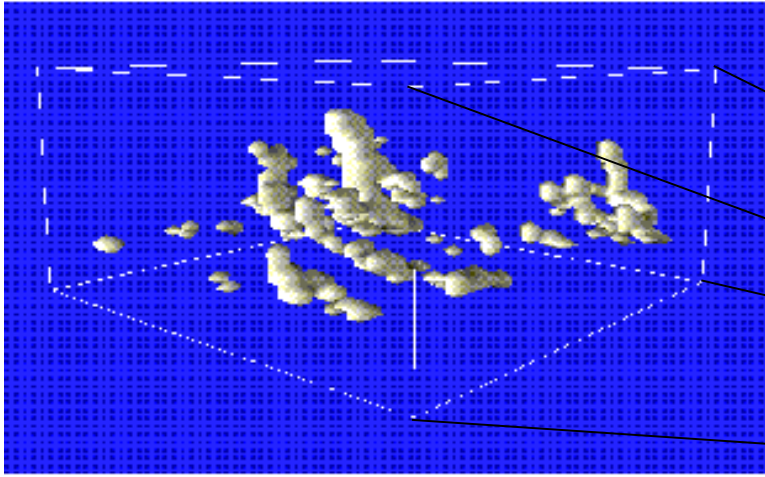
# Discrétisation

- Incrément temporel : de quelques minutes à une demi-heure, selon la technique d'intégration.
- Grille horizontale : maille allant de 100 à 300 km.
- Grille verticale : maille allant de 100m (ou moins) au niveau du sol, à quelques kilomètres dans la stratosphère.

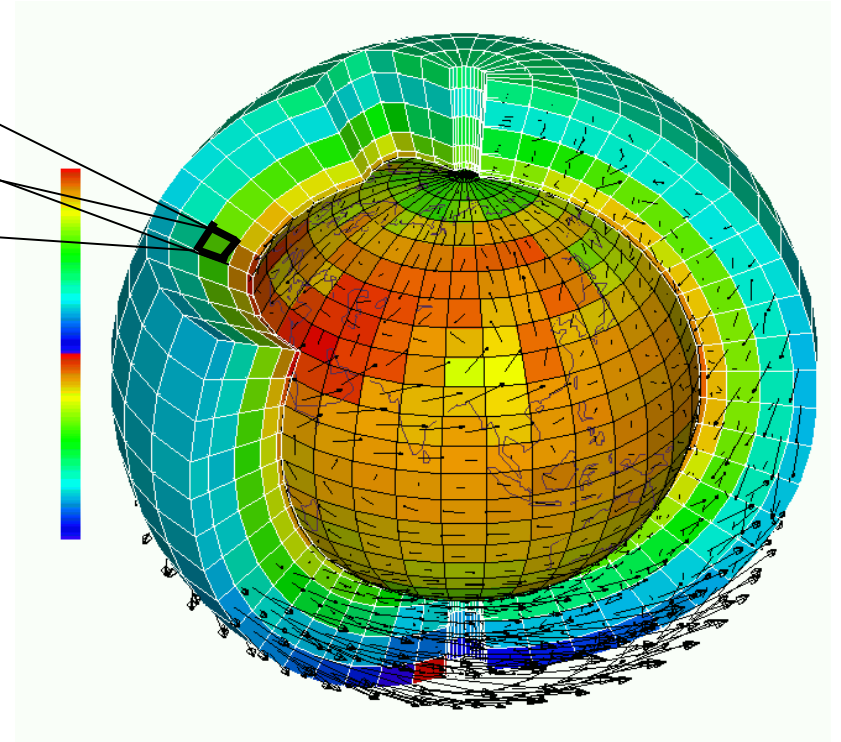
## Colonne atmosphérique typique:



# Discrétisation



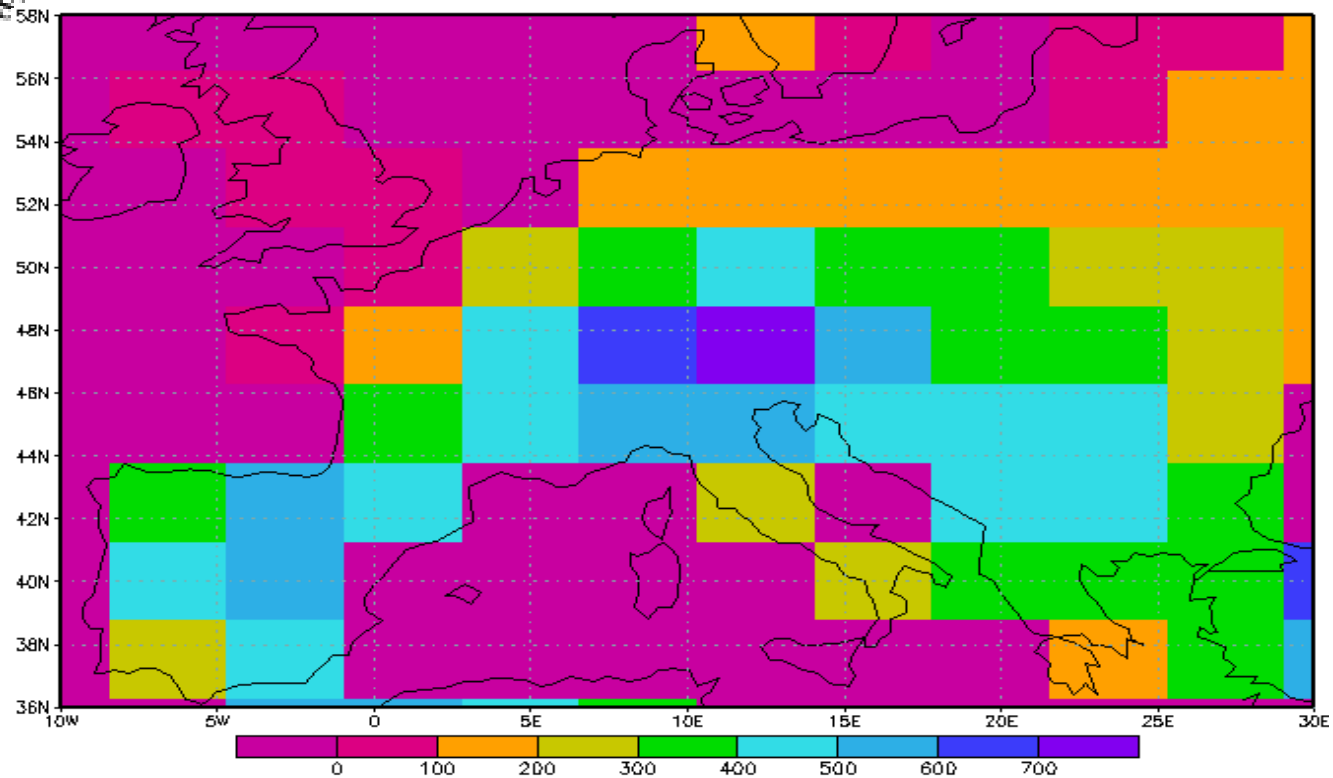
Modélisation des phénomènes sous-maillles,  
ou paramétrisation



# Exemple de paramétrisation

## Orography

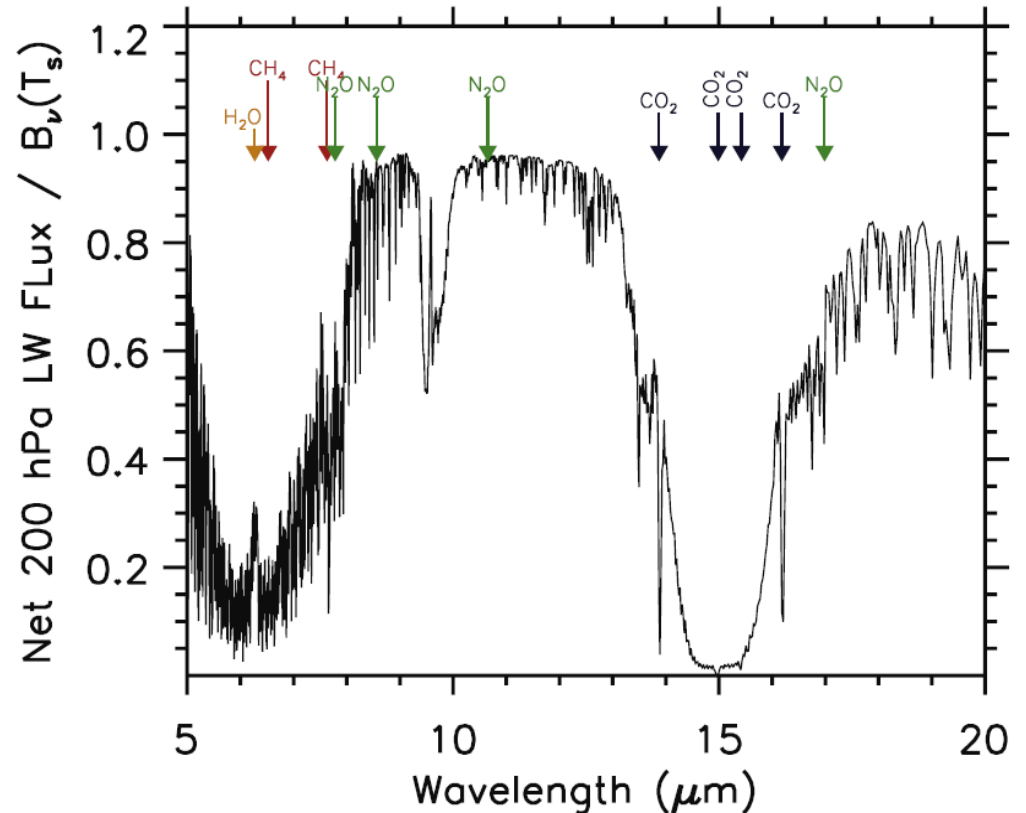
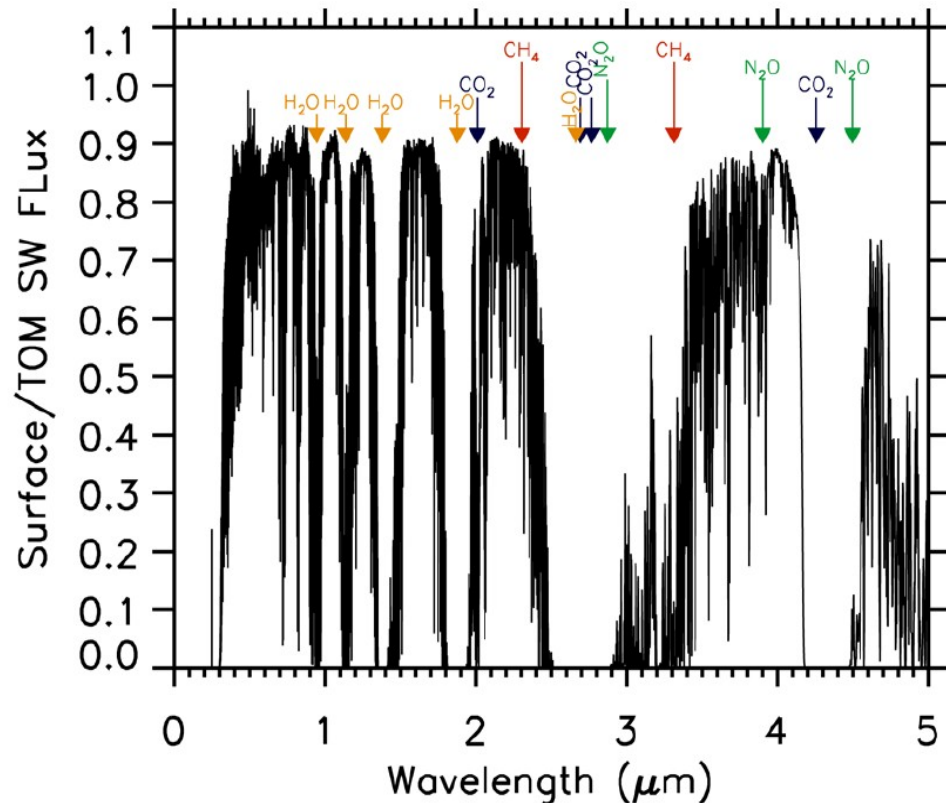
At the model grid scale, orography is poorly represented; e.g. Europe orography for 3.5x2.5 grid is:



The purpose of the parametrization of orography effect is to determine the **drag** and the **lift** due to mountains and acting on atmospheric flow. → use of high resolution orography data base.

Note that snow is still a problem.

# Rayonnement

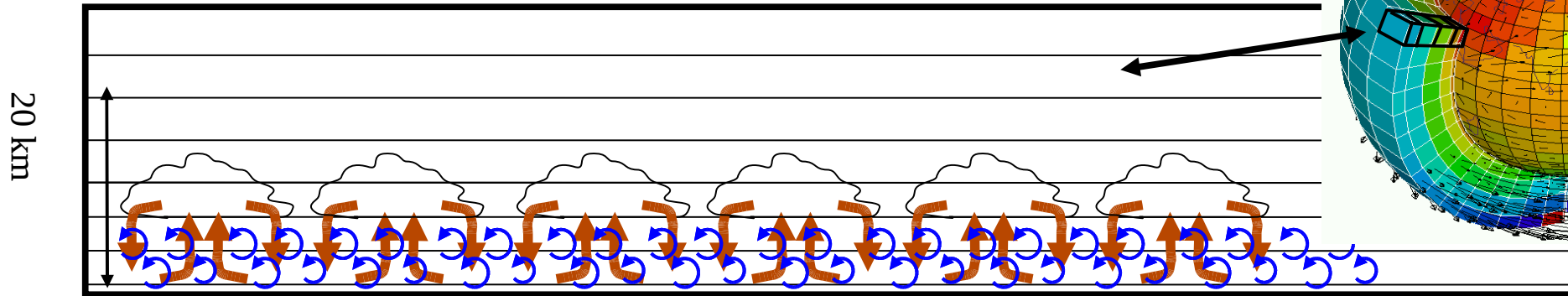


[Collins et al., 2006]

- Développement de modèles réduits, bandes larges, ajustés sur les résultats de modèles de références (modèle raie par raie)
- Modèles réduits : doivent être redéfinis pour les différentes planètes



Dans une colonne du modèle, il y a de la turbulence homogène et aussi des structures à l'échelle de la couche limite.

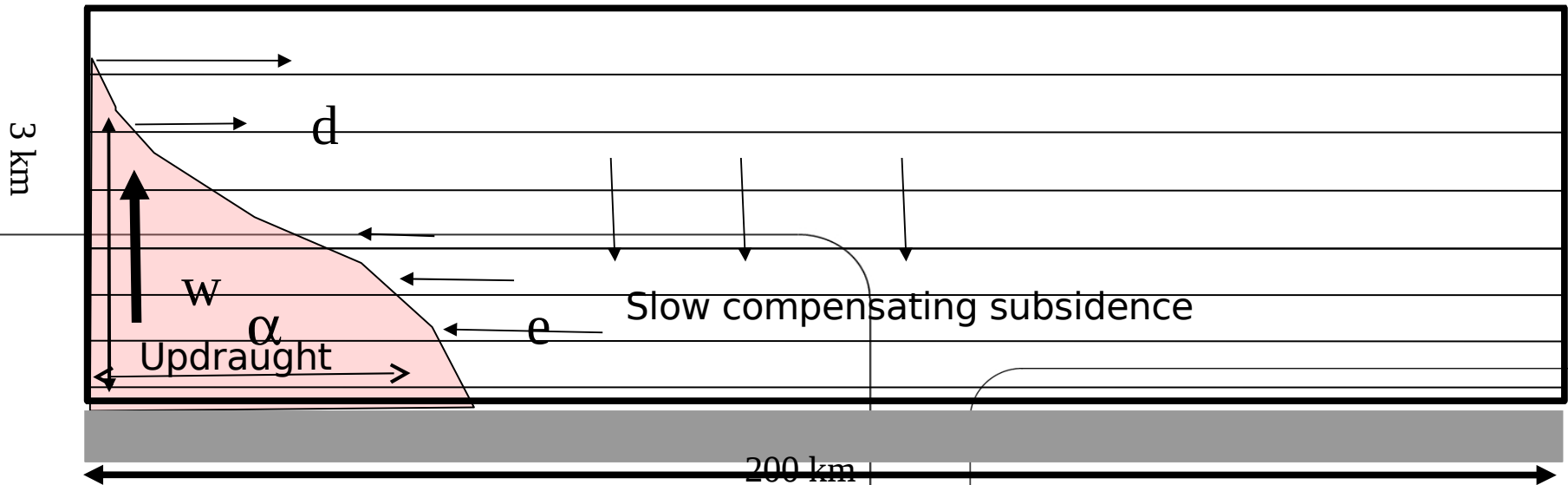


### “Le modele du thermique”:

Each column is split in two parts:

Ascending air from the surface and subsiding air around it.

The model represents a mean plume (the thermal) and a mean cloud.



**Internal variables of the parametrization :**

- $w$  = mean vertical velocity of ascending plumes
- $\alpha$  = fractionnal area covered by the updraughts
- $e$  = lateral input rate of air into the plume (entrainment)
- $d$  = output rate of air from the plume (detrainment)
- $q_a$  = concentration of constituent  $q$  in the updraughts

**Source term for the explicit equations :**

$$S_q = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' q'} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left[ \rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right] - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [f(q_a - q)]$$

**Turbulent Diffusion**

**Transport by the thermal plume model**

- Mass conservation

$$\frac{\partial f}{\partial z} = e - d \quad \text{where } f = \alpha \rho w$$

- Mass conservation of constituent  $q$

$$\frac{\partial f q_a}{\partial z} = e q - d q_a$$

- Equation of movement

$$\frac{\partial f w}{\partial z} = -d w + \alpha \rho B$$

- where  $B$  is the buoyancy :

$$B = g \frac{\theta_{va} - \theta_v}{\theta_v}$$

- and the complex part lies in the expression of  $e$  and  $d$  :

$$e = f \max \left( 0, \frac{\beta}{1+\beta} \left( a_1 \frac{B}{w^2} - b \right) \right)$$

$$d = \dots$$

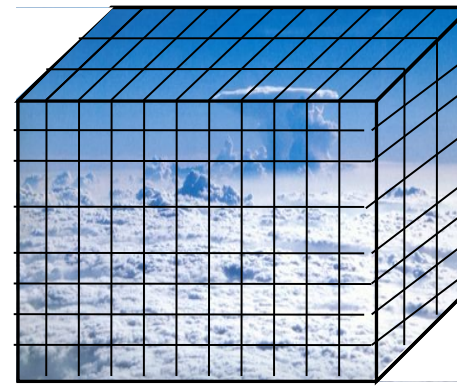
Etc ...

# 1D test of the cloudy thermal plume model

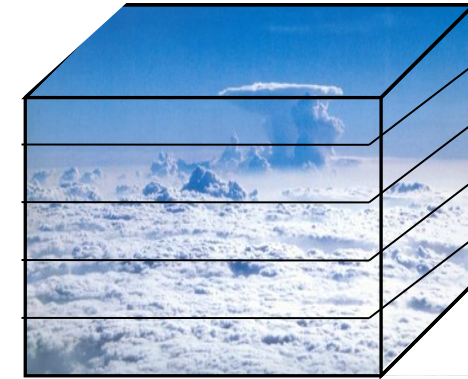
Continental diurnal cycle with cumulus

ARM EUROCS case (US Oklahoma)

Rio et al. 2008

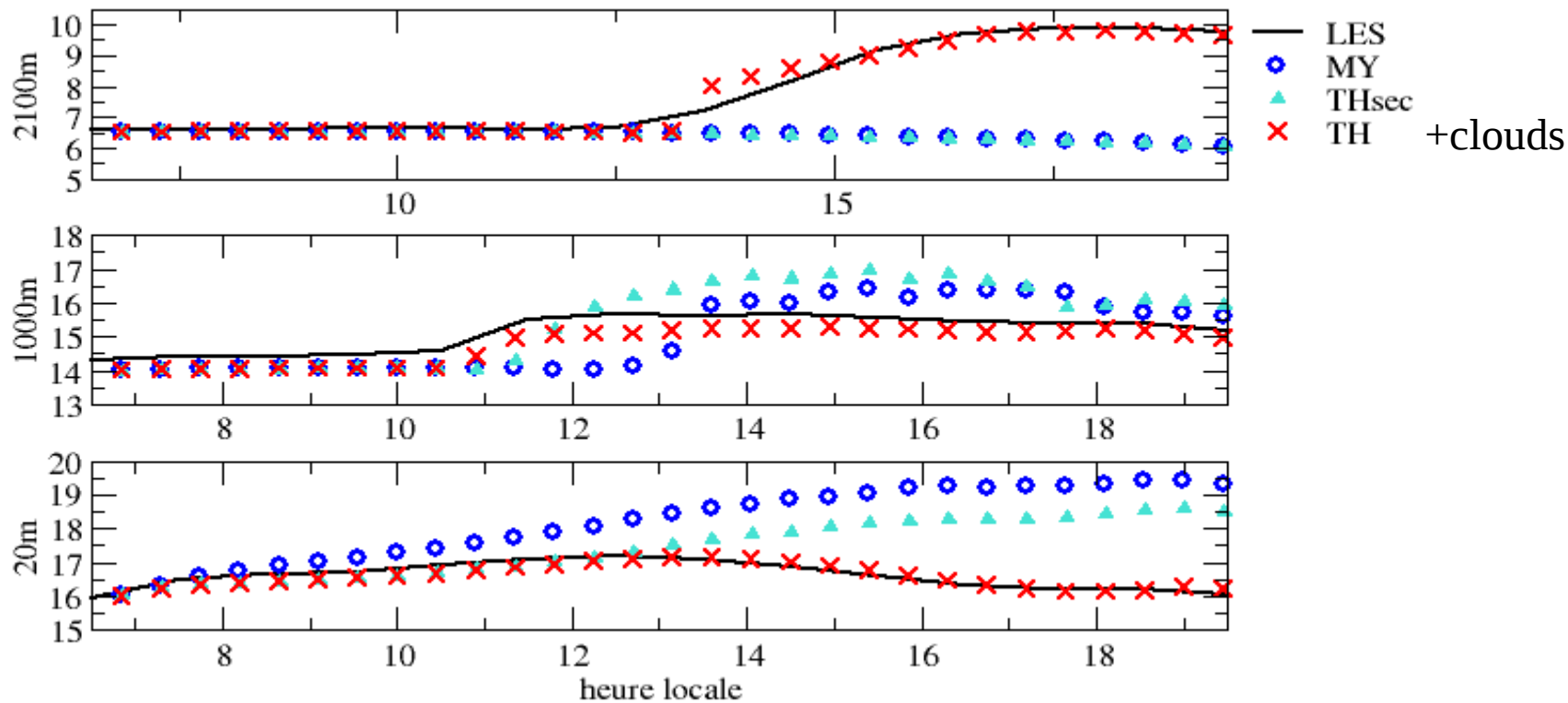


LES

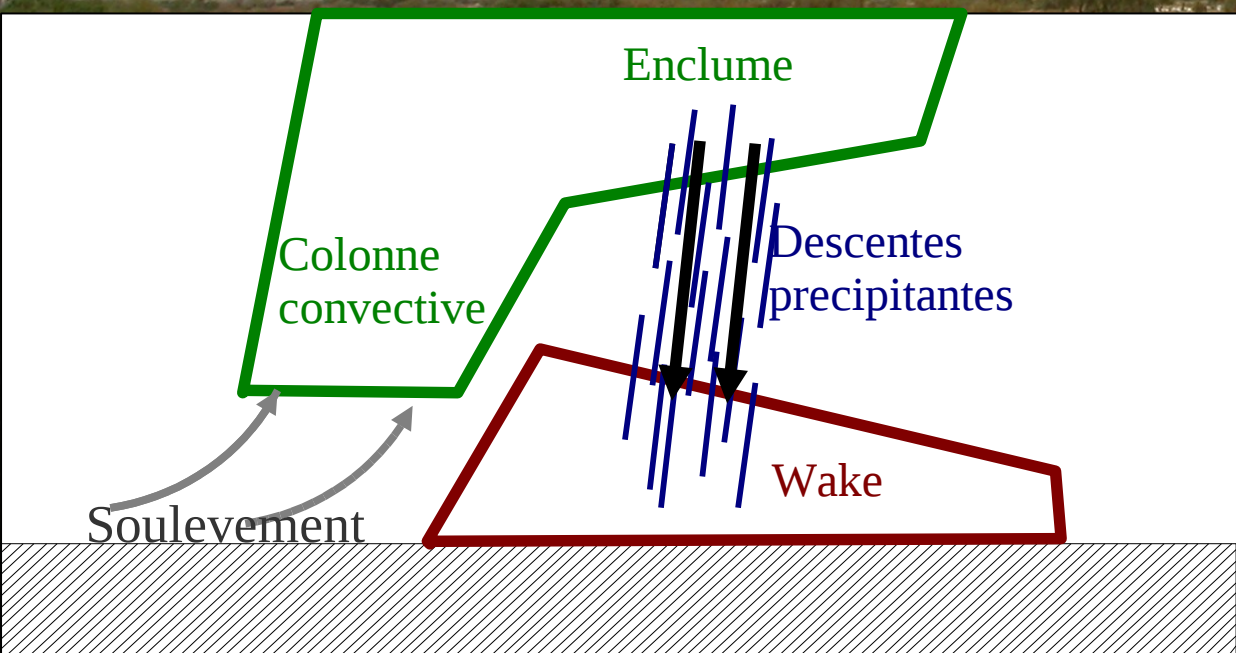
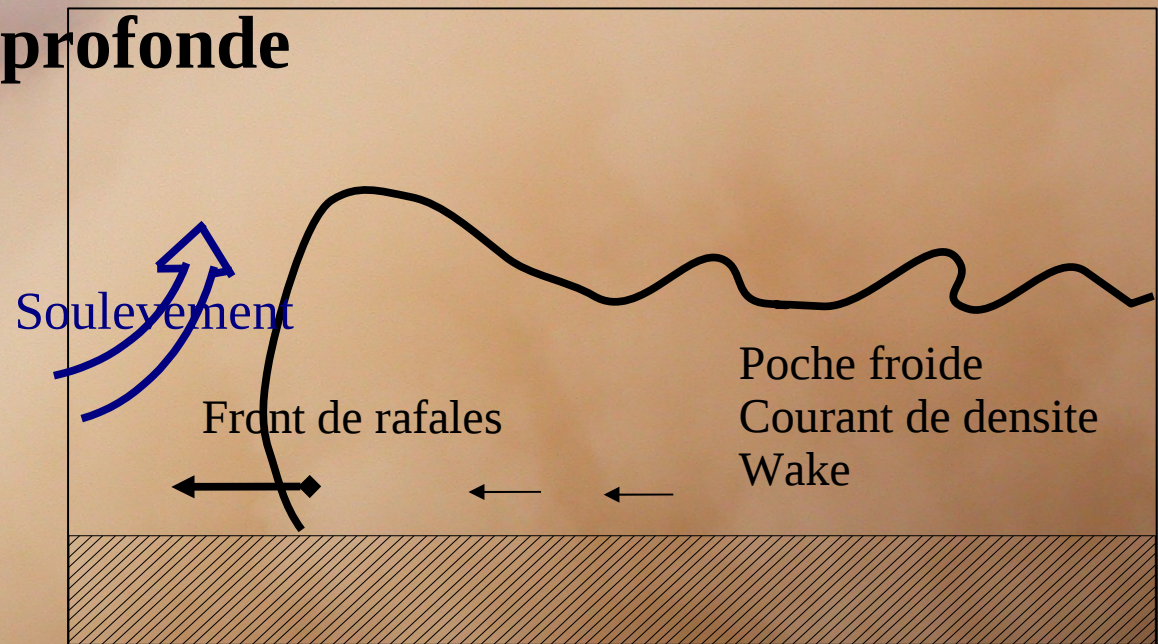


SCM (1D GCM)

Specific humidity (g/kg)

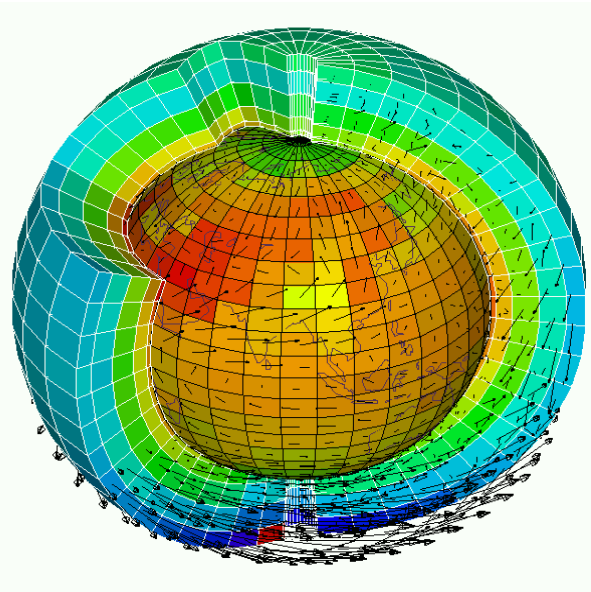


# Exemple de paramétrisations : courants de densité et convection profonde



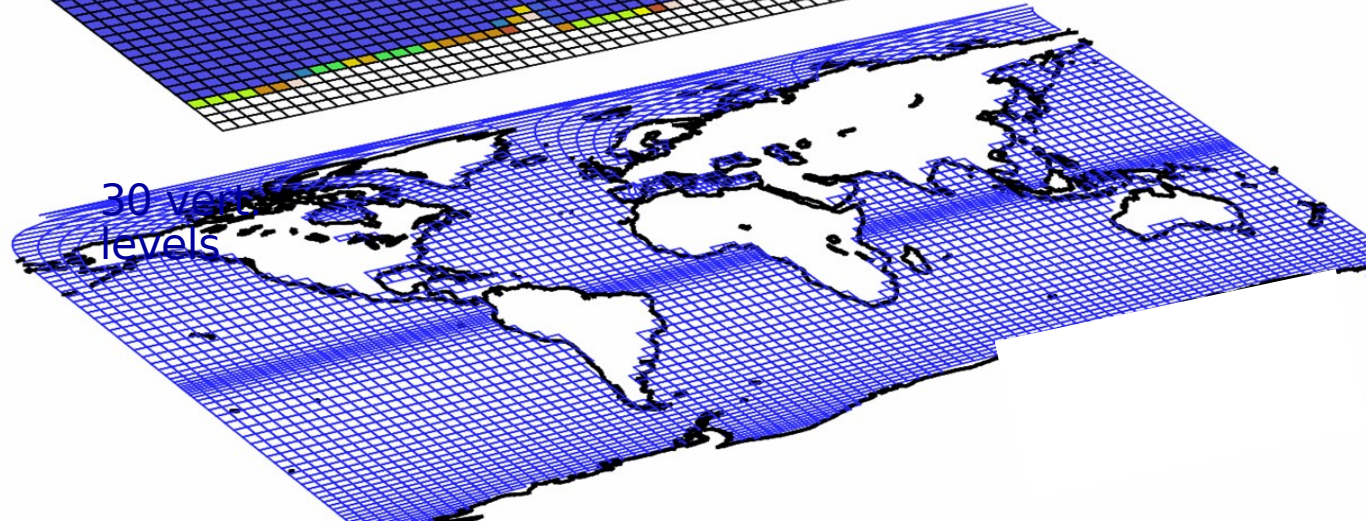
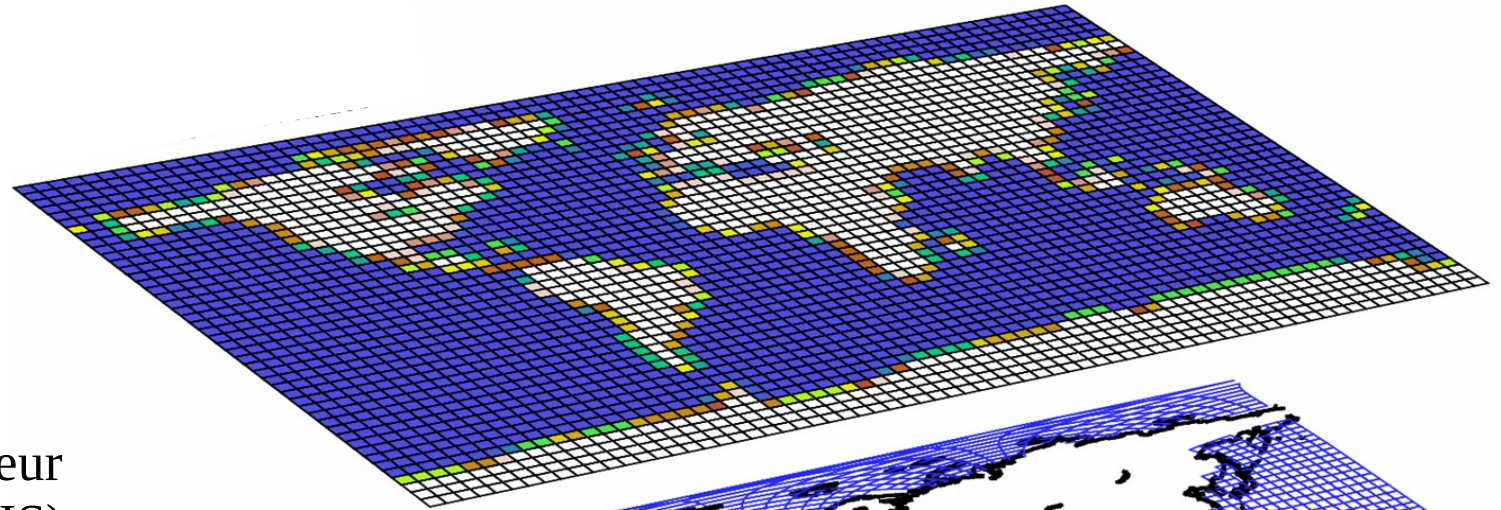
Mali, Aout 2004  
F. Guichard, L. Kergoat

# Modèle climatique de l'IPSL



Atmosphère et surf. continentale  
(LMDZ - ORCHIDEE)

coupleur  
(OASIS)



Résolution:

Atm:  $3.75^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  ( $\sim 350$  km)

Oce:  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$

Océan et glace de mer  
(ORCA-LIM)

# Comment « tourne » un modèle?

- On part d'un *état initial*, et on effectue une simulation avec des conditions aux limites (des forçages) fixes ou variables avec le temps

Méthode:

- **Réalisation de simulations numériques** avec différentes conditions aux limites (différents forçages) ou différentes conditions initiales
- **Analyses statistiques des résultats** de simulations
- **Exemple:** simulation de l'évolution du climat de 1850 à 2100 sous l'effet d'un accroissement des gaz à effet de serre

# Plan

- Echanges radiatifs et effet de serre
- Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique
- Circulation atmosphérique et cycle de l'eau
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

# Les changements climatiques: une prévision théorique

**19<sup>ème</sup> siècle:** découverte de “l'effet de serre” de l'atmosphère



J. Fourier

**Début du 20<sup>ème</sup> siècle:** hypothèses:

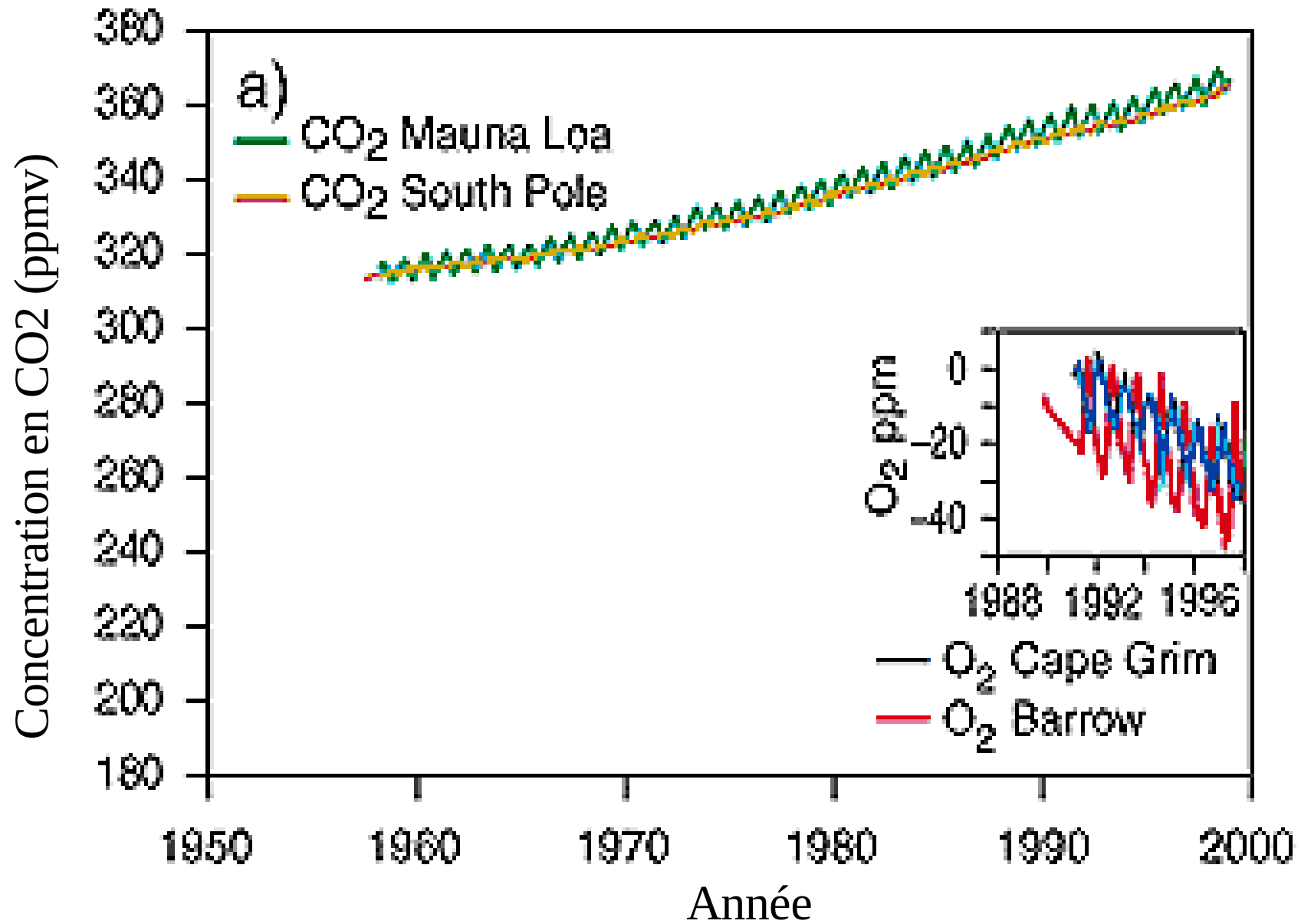
- les changements du CO<sub>2</sub> dans le passé ont pu influencer le climat
- les activités humaines peuvent entraîner un accroissement du CO<sub>2</sub> atmosphérique, ce qui modifiera le climat



S. Arrhenius



## Les perturbations anthropiques: une observation récente



# Changements climatiques:

- une prévision théorique
- une indication des observations
- y a-t-il encore vraiment des questions?

Quels changements climatiques accompagnent ces changements de température?

La théorie de l'effet de serre est simple... si le climat ne change pas.

Par exemple, accroissement de température dû à un doublement de CO<sub>2</sub>:

- si l'humidité *absolue* de l'atmosphère reste constante: 1.2°C
- si l'humidité *relative* de l'atmosphère reste constante:  $\simeq 2.5^{\circ}\text{C}$

Projections pour le futur :  
Analyses de retroactions  
et incertitudes

# Vision globale du changement climatique :

## bilan radiatif terrestre et retroactions

### Bilan radiatif terrestre et rétroaction - 1

- Bilan radiatif terrestre :

$$\begin{array}{ccccccc} R & = & \Phi_{SW,in} & - & \Phi_{SW,out} & - & \Phi_{LW,out} \\ W \text{ m}^{-2} & & \text{solaire entrant} & & \text{solaire réfléchi} & & \text{ray. infra-rouge} \end{array}$$

(à l'équilibre,  $R = 0$ )

- Accroissement [ $CO_2$ ] à température, humidité, nuages ... fixés
  - diminution  $\Phi_{LW,out}$
  - accroissement  $R$  (chauffage de la planète) =  $\Delta Q > 0$ .
  - l'énergie interne de la planète s'accroît progressivement :

$$\frac{d [En. tot.]}{dt} = \Delta Q$$

- Réponse de la planète au chauffage = accroissement de la température de surface  $T_S$ .
- Pour un accroissement  $\Delta T_S$  de  $T_S$ , le flux IR sortant  $\Phi_{LW,out}$  s'accroît de :

$$\Delta \Phi_{LW,out} = - \lambda \Delta T_S$$

(le signe "-" est introduit pour que les rétroactions positives soient associées à des  $\lambda$  positifs)

## Bilan radiatif terrestre et rétroaction - 2 : rétroaction de Planck

Changement uniforme sur la verticale de la température troposphérique :

$$\Delta T(z) = \Delta T_S.$$

Les modèles d'atmosphère s'accordent sur :

$$\Delta \Phi_{LW,out} (W m^{-2}) = 3.2 \Delta T_S (K)$$

d'où la rétroaction de Planck :  $\lambda_P = -3.2 W m^{-2} K^{-1}$  ce qui est très proche de ce que donne un corps noir à l'équilibre :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Phi_{LW,out} = \sigma T_E^4 \\ T_E = 255K \end{array} \right. \longrightarrow \begin{array}{l} \frac{\Delta \Phi}{\Delta T_E} = 4\sigma T_E^3 \\ = 3.8 W m^{-2} K^{-1} \end{array} \quad (1)$$

## Bilan radiatif terrestre et rétroaction - 3

- D'une façon plus générale on va écrire la variation du bilan radiatif :

$$R = \Delta Q + \lambda \Delta T_S \quad (\lambda < 0)$$

où  $\lambda (W m^{-2} K^{-1})$  désigne la force de rétroaction due à divers processus.

Le système part d'un bilan déséquilibré ( $R = \Delta Q$ ) et évolue progressivement vers un état d'équilibre :

$$R = 0 \quad \implies \quad 0 = \Delta Q + \lambda \Delta T_S$$

- Processus contribuant à la force de rétroaction  $\lambda (W m^{-2} K^{-1})$  :
  - Planck (pour  $\Delta T$  uniforme dans l'atmosphère).  $\lambda_P = -3.2 W m^{-2} K^{-1}$
  - vapeur d'eau :  $\lambda_{WV} \simeq 1 W m^{-2} K^{-1}$
  - albedo :  $\lambda_A \simeq 0.2$  à  $0.5 W m^{-2} K^{-1}$
  - nuages :  $\lambda_C \simeq 0$  à  $1.2 W m^{-2} K^{-1}$
- Et :  $\lambda = \lambda_P + \lambda_{WV} + \lambda_A + \lambda_C$

## Rétroaction vapeur d'eau

Elle est due à la **quasi-invariance du profil vertical d'humidité relative**, telle qu'elle est simulée par les modèles de climat.

Alors, pour des changements  $\Delta T(x, y, z)$  des températures, les humidités spécifiques changent de :

$$\begin{aligned}\Delta q &= R_h \Delta q_s \\ &= R_h \frac{L_v q_s}{R_v T^2} \Delta T \\ &= q \frac{L_v}{R_v T^2} \Delta T\end{aligned}\tag{2}$$

ce qui donne, grossièrement :  $\Delta q/q \simeq 0.1\Delta T$ .

Par conséquent, si l'atmosphère se réchauffe, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente, l'effet de serre augmente et  $\Phi_{LW,out}$  diminue.

Les modèles de climat s'accordent sur :

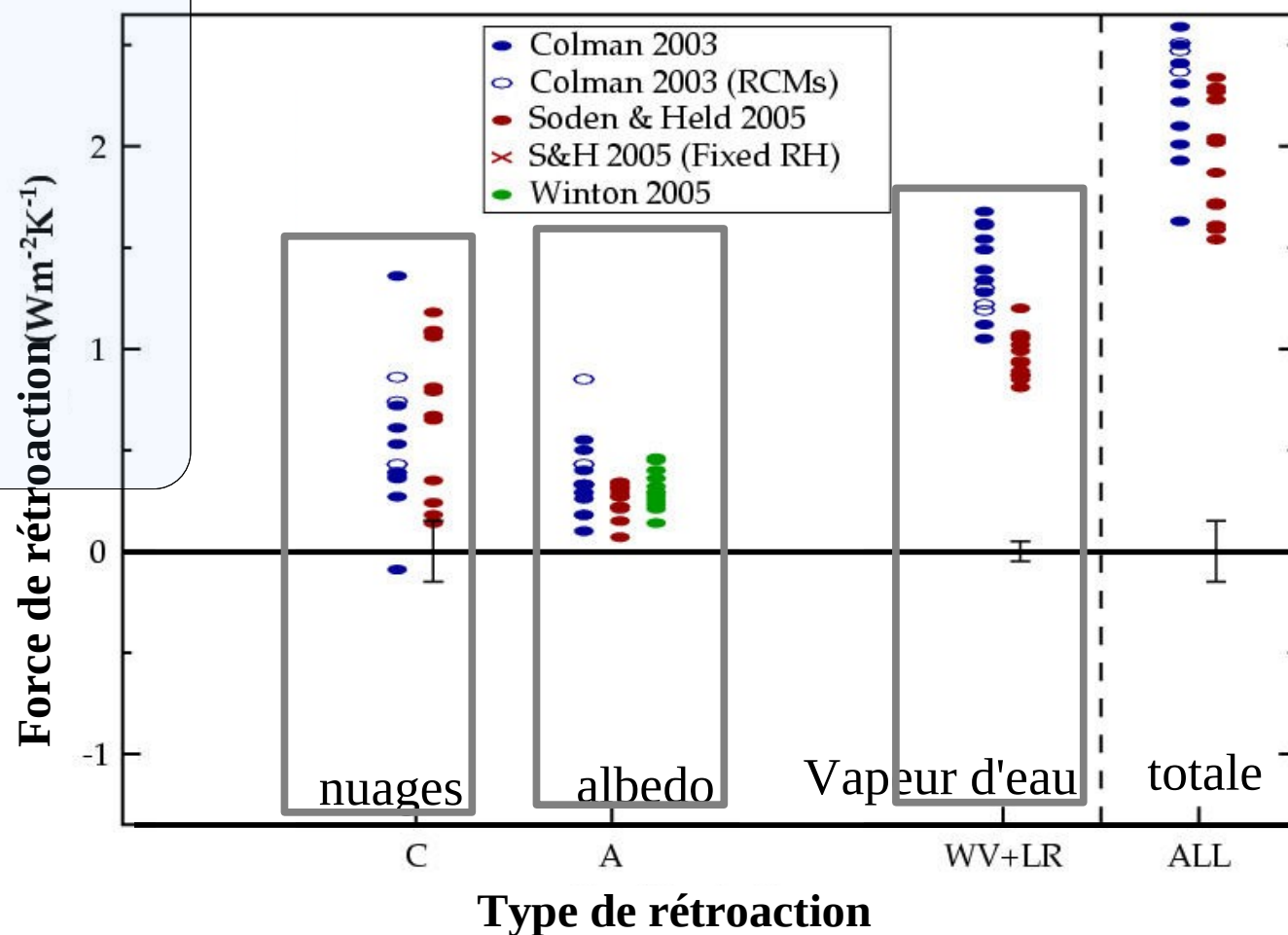
$$\left(\frac{\Delta\Phi_{LW,out}}{\Delta T_S}\right)_{VW} \simeq -1 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$$

## Incertitudes liées aux différentes rétroactions

- La rétroaction la plus forte est celle liée à la vapeur d'eau.
- Depuis le précédent rapport du GIEC, il y a convergence des modèles sur les rétroactions liées à la vapeur d'eau et à la neige (même si une dispersion non négligeable demeure).
- En revanche, il n'y a aucune convergence concernant

la rétroaction nuageuse

= principale cause d'incertitude.





# Cloud Feedback Intercomparison Project (CFMIP)

2xCO<sub>2</sub> experiments; 8 GCMs; slab ocean

Taux de variation du forçage radiatif des nuages (W/m<sup>2</sup>/K)

$\Delta$  NET CRF

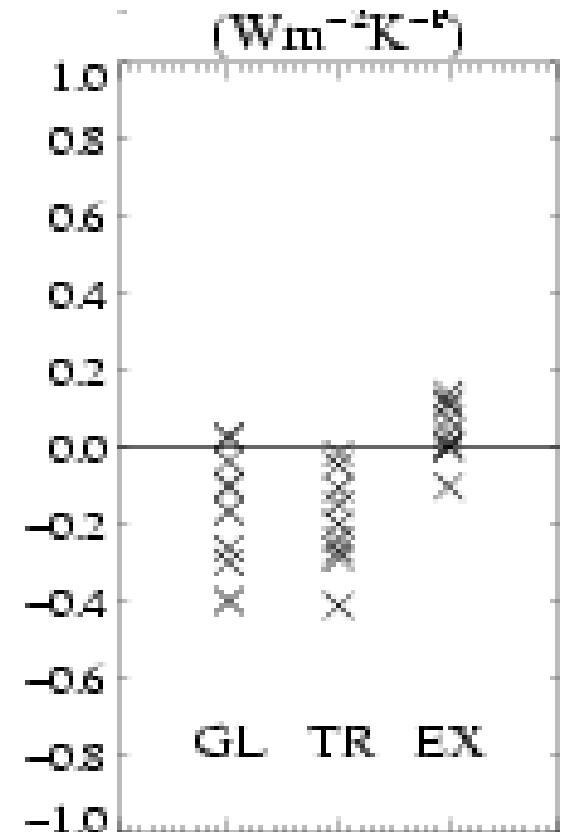
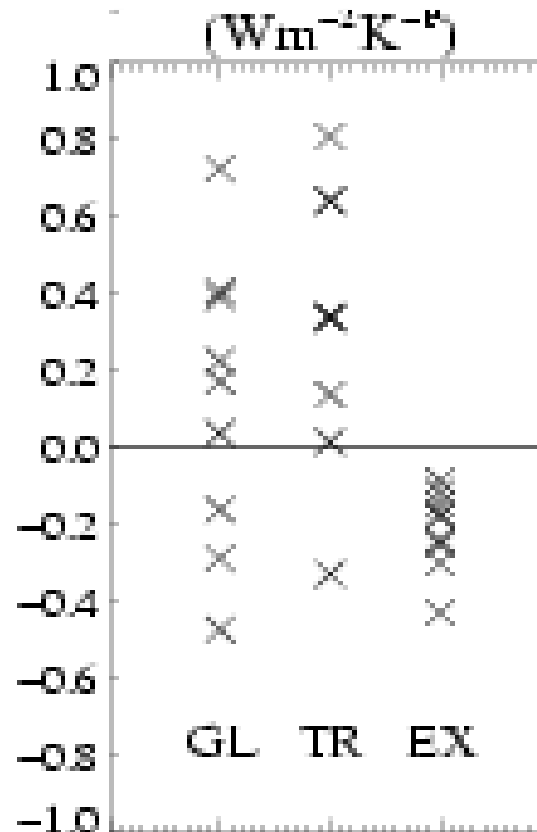
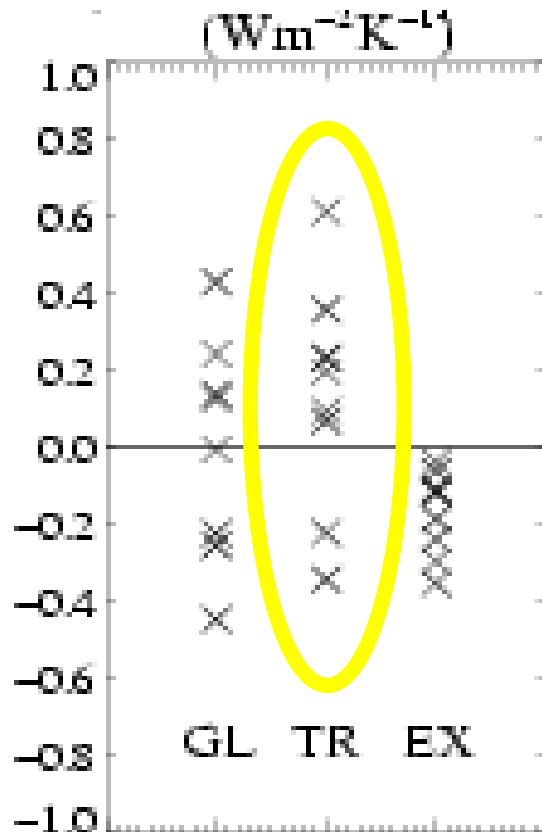
$\Delta T_s$

$\Delta$ SW CRF

$\Delta T_s$

$\Delta$ LW CRF

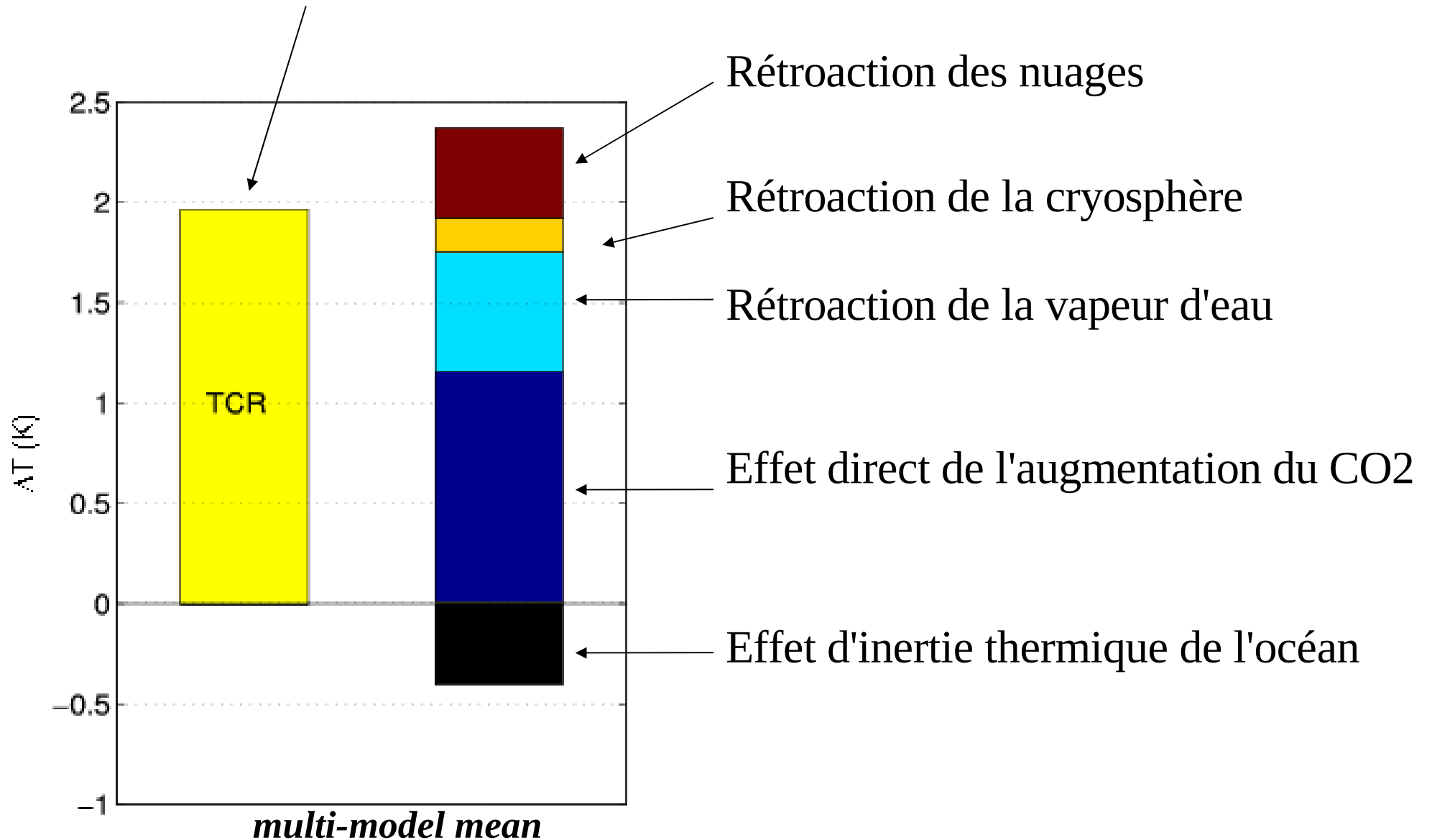
$\Delta T_s$



(Webb et al., Clim. Dyn., 2005)

# Importances des rétroactions

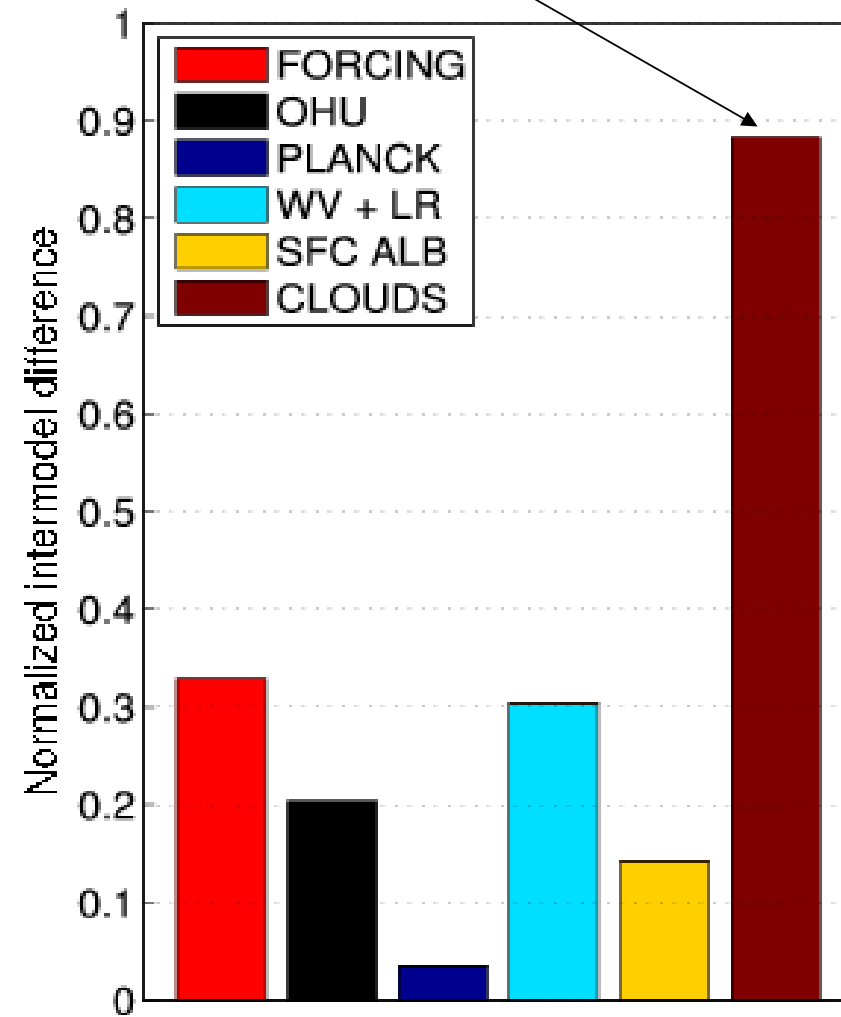
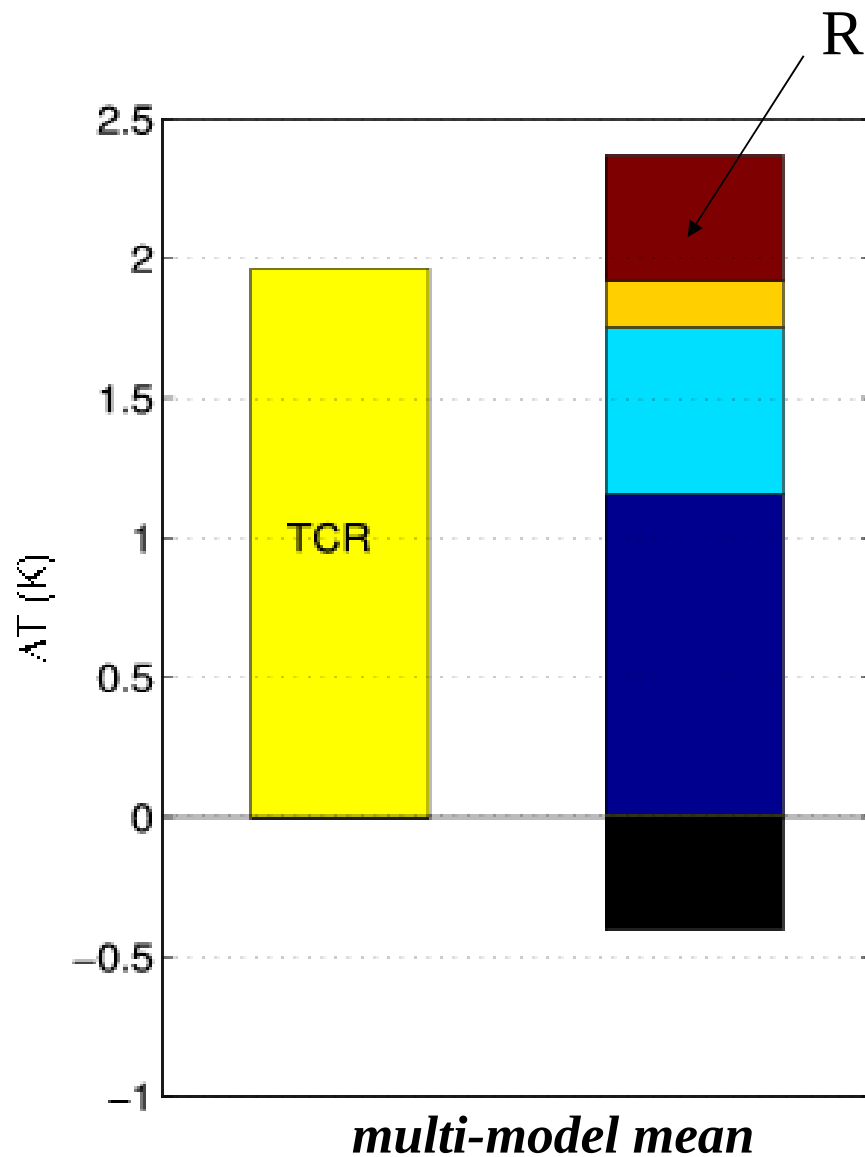
## Réchauffement global pour un doublement de CO<sub>2</sub>



# Importances des rétroactions

Moyenne des modèles

Dispersion entre les modèles



(Dufresne & Bony 2008)

# Conclusions

- Le climat va changer de façon importante si les émissions de CO<sub>2</sub> et d'autres gaz ne sont pas réduites
- la distribution géographique du changement de température est assez bien connue
- ceci n'est pas le cas pour les précipitations
- le stress hydrique des plantes va augmenter (accroissement de l'évaporation)
- le cycle saisonnier de l'eau disponible va changer
- le niveau de la mer va augmenter
- Cyclones? Tempêtes? Orages ?
- L'océan et la végétation continueront-ils à capter la moitié du CO<sub>2</sub> émis par l'homme?

# Bibliographie

- **Le climat est-il devenu fou?**, Robert Sadourny, ed. Le Pommier, Paris, 2002. Un excellent petit livre, simple et clair, qui résume les connaissances scientifiques actuelles sur les conséquences climatiques d'une augmentation des gaz à effet de serre.
- **Le réchauffement climatique.** Robert Kandel, ed. PUF, "Que Sais-je ?", Paris, 2002 (rééd. 2004). Un livre plus complet, mais plus difficile d'accès.
- **L'effet de serre. Allons-nous changer le climat ?** Hervé Le Treut, Jean-Marc Jancovici – ed. Flammarion, collection Champs, 2004, 217pp. Un livre qui présente les mécanismes des changements climatiques, les conséquences mais aussi les causes, les pays et les secteurs qui ont les plus fortes émissions...
- **L'effet de serre et l'évolution du climat**, J-L Dufresne, *in Graines de Sciences 8*, Edition Le Pommier, à paraître août 2007.
- **Climat: jeu dangereux**, Jean Jouzel, Anne Debroye, Dunod, Paris, 2004, 212pp.
- **Le réchauffement climatique.** Sciences et Avenir Hors Série N°150, mar-avril 2007.

## Sites web

- [www.educnet.education.fr/meteo/default.htm](http://www.educnet.education.fr/meteo/default.htm) Météorologie et enseignement, pour une pédagogie par la météorologie, site Educnet du Ministère de l'Éducation Nationale
- [Galileo.CyberScol.qc.ca/InterMet/accueil.html](http://Galileo.CyberScol.qc.ca/InterMet/accueil.html), InterMet (Canada), et notamment ses ressources éducatives.
- [www.ens-lyon.fr/Planet-Terre](http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre) Site Planet-Terre
- [www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/index.htm](http://www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/index.htm), dossier climat du site du CNRS
- [www.effet-de-serre.gouv.fr](http://www.effet-de-serre.gouv.fr) Mission Interministérielle de l'Effet de Serre
- [www.ecologie.gouv.fr/Observatoire-national-sur-les.html](http://www.ecologie.gouv.fr/Observatoire-national-sur-les.html) Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique(ONERC). On y trouve notamment des traductions françaises de textes du GIEC
- [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch) Le site du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC). Site essentiellement en anglais.

An aerial photograph of a vast, snow-covered mountain range. The terrain is rugged with numerous peaks and valleys, all blanketed in white snow. The lighting creates soft shadows, highlighting the contours of the mountains. The word "FIN" is superimposed in the center of the image in a white, serif font.

FIN

Prise de vue depuis la navette spatiale